Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens

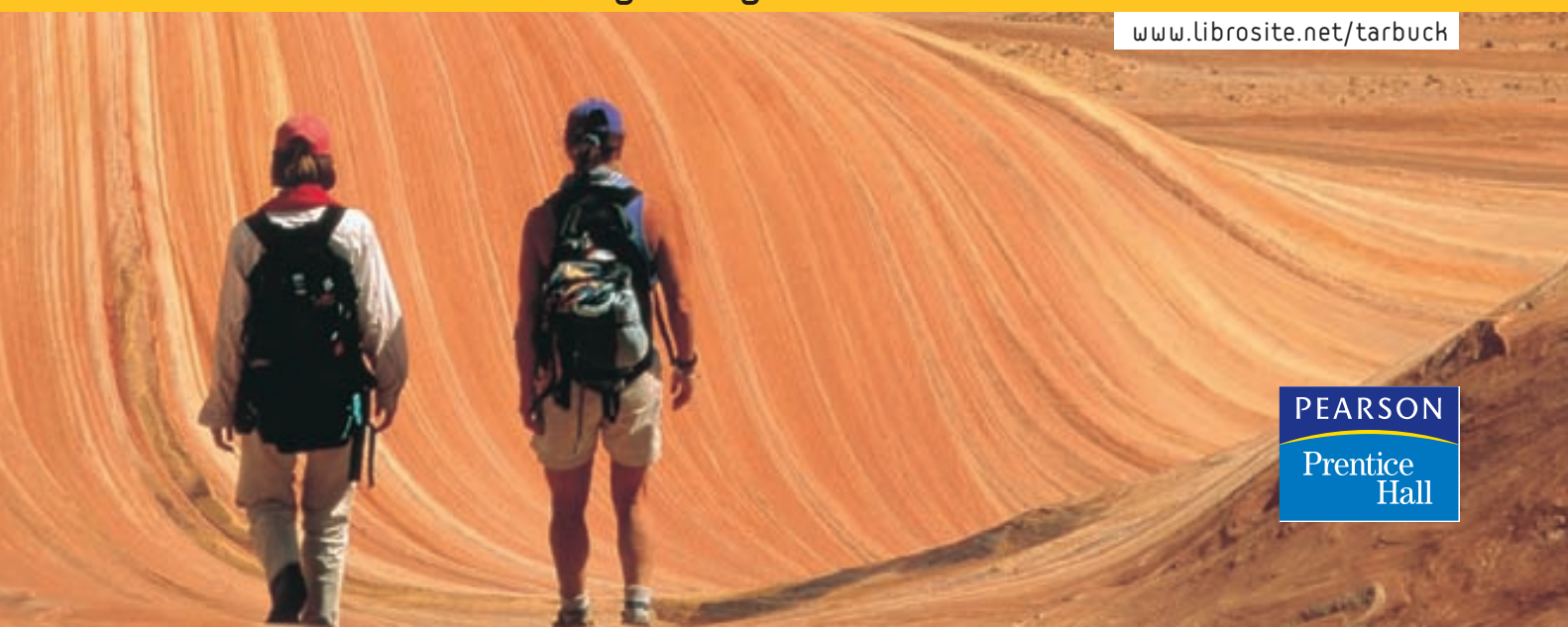
8ª edición

Incluye CD-ROM

Ciencias de la Tierra

Una introducción a la geología física

www.librosite.net/tarbuck



PEARSON
Prentice Hall

Ciencias de la Tierra

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA FÍSICA

Ciencias de la Tierra

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA FÍSICA

Octava edición

Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens

Ilustrado por

Dennis Tasa

Traducción
AMR Traducciones científicas

Revisión técnica y adaptación
Manuel Pozo Rodríguez
José Manuel González Casado

Universidad Autónoma de Madrid

PEARSON Prentice Hall

Madrid • México • Santanfé de Bogotá • Buenos Aires • Caracas • Lima • Montevideo
San Juan • San José • Santiago • Sao Paulo • White Plains

Datos de catalogación bibliográfica

CIENCIAS DE LA TIERRA
Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D.

Pearson Educación S. A., Madrid, 2005

ISBN edición española: **84-205-4400-0**
ISBN edición latinoamericana: 978-84-832-2690-2

Materia: Geología, 55

Formato 21,5 x 27 Páginas: 736

Todos los derechos reservados.
Queda prohibida, salvo excepción prevista en la ley, cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública y transformación de esta obra sin contar con autorización de los titulares de la propiedad intelectual. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual *(arts. 270 y sgts. Código Penal)*.

DERECHOS RESERVADOS
© 2005 por PEARSON EDUCACIÓN S. A.
Ribera del Loira, 28
28042 Madrid

CIENCIAS DE LA TIERRA
Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D.

ISBN edición española: 84-205-4400-0
ISBN edición latinoamericana: 84-205-4998-3
Depósito Legal:

PEARSON PRENTICE HALL es un sello editorial autorizado de PEARSON EDUCACIÓN S. A.

Autorized translation from the English language edition, entitled EARTH: AN INTRODUCTION TO PHYSICAL GEOLOGY, 8th Edition, by TARBUCK, EDWARD J.; LUTGENS, FREDERICK K.; TASA, DENNIS, published by Pearson Education, Inc, publishing as Prentice Hall, Copyright © 2005. ISBN: 0-13-114865-6

All rights reserved. No part of this book may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording or by any information storage retrieval system, without permission form Pearson Education, Inc.

Equipo editorial:
Editor: Miguel Martín-Romo
Técnico editorial: Marta Caicoya

Equipo de producción:
Director: José A. Clares
Técnico:

Diseño de cubierta: Equipo de diseño de Pearson Educación S. A.

Impreso por: Diego Marín

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN



Este libro ha sido impreso con papel y tintas ecológicos

En memoria de nuestros padres, nuestros primeros y mejores profesores, y a nuestras esposas, Joanne y Nancy, por su apoyo y su paciencia

Resumen del contenido

Capítulo 1

Introducción a la Geología 1

Capítulo 2

Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica 33

Capítulo 3

Materia y minerales 77

Capítulo 4

Rocas ígneas 107

Capítulo 5

Los volcanes y otra actividad ígnea 135

Capítulo 6

Meteorización y suelo 175

Capítulo 7

Rocas sedimentarias 201

Capítulo 8

Metamorfismo y rocas metamórficas 227

Capítulo 9

El tiempo geológico 255

Capítulo 10

Deformación de la corteza 283

Capítulo 11

Los terremotos 307

Capítulo 12

El interior de la Tierra 341

Capítulo 13

Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico 361

Capítulo 14

Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes 395

Capítulo 15

Procesos gravitacionales: la fuerza de la gravedad 425

Capítulo 16

Corrientes de aguas superficiales 445

Capítulo 17

Aguas subterráneas 479

Capítulo 18

Glaciares y glaciaciones 505

Capítulo 19

Desiertos y vientos 537

Capítulo 20

Líneas de costa 559

Capítulo 21

Energía y recursos minerales 589

Capítulo 22

Geología planetaria 623

Apéndice A

Comparación entre unidades métricas y británicas 653

Glosario 655

Índice analítico 677



GEODe: Ciencias de la Tierra

Índice de contenido

Cap. 1 Introducción a la Geología
Una visión de la Tierra
La estructura en capas de la Tierra
Características de los continentes y del fondo oceánico
Cuestionario

Cap. 2 Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica
Introducción
Bordes divergentes
Bordes convergentes
Bordes de falla transformante
Cuestionario

Cap. 3 Materia y minerales
Introducción
Propiedades físicas de los minerales
Grupos de minerales
Cuestionario

Cap. 4 Rocas ígneas
Introducción
Texturas ígneas
Composiciones ígneas
Denominación de las rocas ígneas
Cuestionario

Cap. 5 Los volcanes y otra actividad ígnea
Naturaleza de las erupciones volcánicas
Materiales expulsados durante una eurpción
Estructuras volcánicas y estilos de erupción
Actividad ígnea intrusiva
Cuestionario

Cap. 6 Meteorización y suelo
Procesos externos de la Tierra
Meteorización
Meteorización mecánica
Meteorización química
Velocidades de meteorización
Cuestionario

Cap. 7 Rocas sedimentarias
Introducción
Tipos de rocas sedimentarias
Rocas sedimentarias detríticas
Rocas sedimentarias químicas
Ambientes sedimentarios
Cuestionario

Cap. 8 Metamorfismo y rocas metamórficas
Introducción
Factores del metamorfismo
Cambios de textura y mineralógicos
Rocas metamórficas comunes
Cuestionario

Cap. 9 El tiempo geológico
Datación relativa: principios fundamentales
Datación con radiactividad
Escala de tiempo geológico
Cuestionario

Cap. 10 Deformación de la corteza
Deformación
Cartografía de las estructuras geológicas
Pliegues
Fallas y fracturas
Cuestionario

Cap. 11 Los terremotos
¿Qué es un terremoto?
Sismología
Localización de un terremoto
Terremotos: pruebas de la tectónica de placas
Cuestionario

Cap. 12 El interior de la Tierra
Ondas sísmicas y estructura de la Tierra
Cuestionario

Cap. 13 Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico

Cartografía del fondo oceánico
Dorsales oceánicas y expansión del fondo oceánico
Formación de cuencas oceánicas
Pangea: formación y fragmentación de un supercontinente
Cuestionario

Cap. 14 Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes

Introducción
Colisiones continentales
Fragmentos de la corteza y formación de las montañas
Cuestionario

Cap. 15 Procesos gravitacionales: la fuerza de la gravedad

Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales
Tipos de procesos gravitacionales
Cuestionario

Cap. 16 Corrientes de aguas superficiales

El ciclo hidrológico
Características de las corrientes
Repaso de los valles y las características relacionadas con las corrientes
Características de las corrientes
Cuestionario

Cap. 17 Aguas subterráneas

Importancia y distribución de las aguas subterráneas
Manantiales o fuentes y pozos
Cuestionario

Cap. 18 Glaciares y glaciaciones

Introducción
Balance de un glaciar
Repaso de las características de un glaciar
Cuestionario

Cap. 19 Desiertos y vientos

Distribución y causas de las regiones secas
Conceptos erróneos habituales sobre los desiertos
Repaso de las formas y los paisajes
Conceptos erróneos habituales sobre los desiertos
Repaso de las formas y los paisajes
Cuestionario

Cap. 20 Líneas de costa

Olas y playas
Erosión causada por las olas
Cuestionario

Índice de contenido

Este icono del CD-ROM GEODe II aparece cuando un texto se corresponde con una actividad del GEODe II.

Prólogo xxi
Recursos del alumno xxv

Capítulo 1

Introducción a la Geología 1

La Geología 2
La Geología, el hombre y el medio ambiente 2
Algunas reseñas históricas acerca de la Geología 3
Tiempo geológico 5
La datación relativa y la escala de tiempo geológico 5
La magnitud del tiempo geológico 5
Naturaleza de la investigación científica 7
Hipótesis 7
Teoría 8
El método científico 8
La tectónica de placas y la investigación científica 9
Una visión de la Tierra 9
Hidrosfera 11
Atmósfera 11
Biosfera 11
Tierra sólida 11
La Tierra como un sistema 11
La ciencia del sistema Tierra 11
El sistema Tierra 13
Evolución temprana de la Tierra 14
Origen del planeta Tierra 14
Formación de la estructura en capas de la Tierra 16
Estructura interna de la Tierra 16
Capas definidas por su composición 16
Capas definidas por sus propiedades físicas 18
¿Cómo sabemos lo que sabemos? 19
La superficie de la Tierra 19
Principales características de los continentes 21
Principales características del fondo oceánico 23
Las rocas y el ciclo de las rocas 24
Tipos de rocas básicos 24
El ciclo de las rocas: uno de los subsistemas de la Tierra 27

Recuadro 1.1 Entender la Tierra:
El estudio de la Tierra desde el espacio 8

Recuadro 1.2 Entender la Tierra:
¿Se mueven los glaciares? Una aplicación del método científico 10

Capítulo 2

Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica 33

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época 34
Encaje de los continentes 35
Evidencias paleontológicas 37
Tipos de rocas y semejanzas estructurales 39
Evidencias paleoclimáticas 39
El gran debate 40
Rechazo de la hipótesis de la deriva continental 40
La deriva continental y el método científico 41
Deriva continental y paleomagnetismo 41
El campo magnético de la Tierra y el paleomagnetismo 41
Deriva polar aparente 44
Comienzo de una revolución científica 45
La hipótesis de la expansión del fondo oceánico 45
Inversiones magnéticas: pruebas de la expansión del fondo oceánico 46
La última pieza de un rompecabezas 50
Tectónica de placas: el nuevo paradigma 51
Principales placas de la Tierra 51
Bordes de placa 54
Bordes divergentes 54
Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico 55
La fragmentación continental 56
Bordes convergentes 56
Convergencia océanica-continental 58
Convergencia océanica-océanica 58
Convergencia continental-continental 60
Bordes de falla transformante (bordes pasivos) 61
Comprobación del modelo de la tectónica de placas 64
Pruebas procedentes de sondeos oceánicos 64
Puntos calientes y plumas del manto 64
Medición del movimiento de las placas 67
El paleomagnetismo y los movimientos de placas 67
Medición de las velocidades de las placas desde el espacio 68
¿Qué impulsa los movimientos de las placas? 69
Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas 70

Modelos de convección placas-manto 71
La importancia de la teoría de la tectónica de placas 73

Recuadro 2.1 Entender la Tierra: Fragmentación de Pangea 36
Recuadro 2.2 Entender la Tierra: Alfred Wegener (1880-1930): explorador polar y visionario 42
Recuadro 2.3 Ententer la Tierra: La prioridad en la ciencia 47
Recuadro 2.4 Entender la Tierra: Recogida de muestras del fondo oceánico 65

Capítulo 3
Materia y minerales 77

Minerales: componentes básicos de las rocas 78
Composición de los minerales 80
Estructura atómica 80
Enlace 82
Isótopos y radiactividad 86
Estructura de los minerales 86
Propiedades físicas de los minerales 88
Principales propiedades diagnósticas 88
Otras propiedades de los minerales 91
Grupos minerales 92
Los silicatos 93
El tetraedro silicio-oxígeno 93
Otras estructuras de silicatos 93
Ensambleaje de las estructuras de silicatos 95
Silicatos comunes 95
Los silicatos claros 97
Los silicatos oscuros 99
Minerales no silicatados importantes 100

Recuadro 3.1 El hombre y el medio ambiente: Hacer cristal a partir de minerales 80
Recuadro 3.2 El hombre y el medio ambiente: Asbesto: ¿cuáles son los riesgos? 83
Recuadro 3.3 Entender la Tierra: Piedras preciosas 103

Capítulo 4
Rocas ígneas 107

Magmas: el material de las rocas ígneas 108
Naturaleza de los magmas 108
De los magmas a las rocas 109
Texturas ígneas 110
Factores que afectan al tamaño de los cristales 110
Tipos de texturas ígneas 110
Composiciones ígneas 113
Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas 114
Otros grupos composicionales 115
El contenido de sílice como indicador de la composición 115
Denominación de las rocas ígneas 115
Rocas félsicas (graníticas) 117
Rocas intermedias (andesíticas) 120
Rocas máficas (basálticas) 120
Rocas piroclásticas 122
Origen de los magmas 122
Generación de magmas a partir de roca sólida 122
Evolución de los magmas 125
Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas 126
Asimilación y mezcla de magmas 128
Fusión parcial y formación de los magmas 129
Formación de magmas basálticos 130
Formación de magmas andesíticos y graníticos 130

Recuadro 4.1 Entender la Tierra: Pegmatitas 113
Recuadro 4.2 Entender la Tierra: Láminas delgadas e identificación de las rocas 116
Recuadro 4.3 Entender la Tierra: Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen 127

Capítulo 5
Los volcanes y otra actividad ígnea 135

Naturaleza de las erupciones volcánicas 137
Factores que afectan a la viscosidad 139
Importancia de los gases disueltos 140
Materiales expulsados durante una erupción 140
Coladas de lava 140
Gases 142
Materiales piroclásticos 142
Estructuras volcánicas y estilos de erupción 143
Anatomía de un volcán 143
Volcanes en escudo 144
Conos de cenizas 146
Conos compuestos 147
Vivir a la sombra de un cono compuesto 149
El continente perdido de la Atlántida 149
Erupción del Vesuvio 79 d.C. 150

Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal 151
Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos 152
Otras formas volcánicas 153
Calderas 153
Erupciones fisurales y llanuras de lava 155
Domos de lava 156
Chimeneas y pitones volcánicos 156
Actividad ígnea intrusiva 157
Naturaleza de los plutones 158
Diques 159
Sills y lacolitos 159
Batolitos 160
Tectónica de placas y actividad ígnea 161
Actividad ígnea en los bordes convergentes de la placa 162
Actividad ígnea en los bordes de placa divergentes 163
Actividad ígnea intraplaca 166
¿Pueden los volcanes cambiar el clima terrestre? 168
La premisa básica 168
Tres ejemplos modernos 169

Recuadro 5.1 Entender la Tierra: Anatomía de una erupción 138
Recuadro 5.2 El hombre y el medio ambiente: Crisis volcánica en Montserrat 157
Recuadro 5.3 La Tierra como sistema: Una posible conexión entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico 169

Capítulo 6

Meteorización y suelo 175

Procesos externos de la Tierra 176
Meteorización 176
Meteorización mecánica 177
Fragmentación por el hielo (gelifracción) 177
Descompresión 177
Expansión térmica 178
Actividad biológica 179
Meteorización química 179
Disolución 179
Oxidación 180
Hidrólisis 182
Alteraciones causadas por la meteorización química 183
Velocidades de meteorización 184
Características de la roca 184
Clima 185
Meteorización diferencial 185
Suelo 186
Una interfase en el sistema Tierra 186
¿Qué es el suelo? 186
Factores formadores del suelo 187
Roca madre 187
Tiempo 188
Clima 188
Plantas y animales 189
Topografía 189
El perfil del suelo 189
Clasificación de los suelos 191
Erosión del suelo 193
Cómo se erosiona el suelo 193
Velocidad de erosión 195
Sedimentación y contaminación química 197

Recuadro 6.1 Entender la Tierra: El Hombre Viejo de la Montaña 178
Recuadro 6.2 La Tierra como un sistema: Precipitaciones ácidas: un impacto humano sobre el sistema Tierra 181
Recuadro 6.3 El hombre y el medio ambiente: Despejar el bosque tropical: impacto en sus suelos 193
Recuadro 6.4 El hombre y el medio ambiente: Dust Bowl: la erosión del suelo en las Grandes Llanuras 196

Capítulo 7

Rocas sedimentarias 201

¿Qué es una roca sedimentaria? 202
Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación 202
Tipos de rocas sedimentarias 203
Rocas sedimentarias detríticas 203
Lutita 204
Arenisca 205
Conglomerado y brecha 207
Rocas sedimentarias químicas 207
Caliza 208
Dolomía 210
Rocas silíceas (sílex) 211
Evaporitas 211
Carbón 212
Clasificación de las rocas sedimentarias 212
Ambientes sedimentarios 214
Tipos de ambientes sedimentarios 215

Facies sedimentarias 220
Estructuras sedimentarias 221

Recuadro 7.1 La Tierra como sistema:
El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias 209
Recuadro 7.2 La Tierra como sistema:
El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado 218
Recuadro 7.3 Entender la Tierra:
Naturaleza y distribución de los sedimentos del fondo oceánico 220

Capítulo 8
Metamorfismo y rocas metamórficas 227

Metamorfismo 228
Factores del metamorfismo 229
El calor como factor metamórfico 229
Presión y esfuerzo diferencial 230
Fluidos químicamente activos 232
La importancia del protolito 233
Texturas metamórficas 233
Foliación 233
Texturas foliadas 234
Otras texturas metamórficas 236
Rocas metamórficas comunes 237
Rocas foliadas 237
Rocas no foliadas 240
Ambientes metamórficos 241
Metamorfismo térmico o de contacto 242
Metamorfismo hidrotermal 242
Metamorfismo regional 243
Otros tipos de metamorfismos 244
Zonas metamórficas 247
Variaciones de textura 247
Minerales índice y grado metamórfico 247
Metamorfismo y tectónica de placas 248
Ambientes metamórficos antiguos 250

Recuadro 8.1 Entender la Tierra:
El metamorfismo de impacto y las tectitas 246

Capítulo 9
El tiempo geológico 255

La Geología necesita una escala temporal 256
Datación relativa: principios fundamentales 257
Ley de la superposición 257
Principio de la horizontalidad original 257
Principio de intersección 258
Inclusiones 258
Discontinuidades estratigráficas 258
Aplicación de los principios de datación relativa 261
Correlación de las capas rocosas 262
Fósiles: evidencias de vida en el pasdo 262
Tipos de fósiles 263
Condiciones que favorecen la conservación 264
Fósiles y correlación 265
Datación con radiactividad 267
Repaso de la estructura básica del átomo 267
Radiactividad 267
Período de semidesintegración 270
Datación radiométrica 271
Datación con carbono-14 272
Importancia de la datación radiométrica 274
Escala de tiempo geológico 274
Estructrura de la escala temporal 274
El Precámbrico 277
Dificultades para datar la escala de tiempo geológico 278

Recuadro 9.1 Entender la Tierra:
Aplicación de los principios de datación relativa en la superficie lunar 262
Recuadro 9.2 Entender la Tierra:
El yacimiento de Burgess Shale 265
Recuadro 9.3 El hombre y el medio ambiente:
El radón 268
Recuadro 9.4 Entender la Tierra:
Utilización de los anillos de los árboles para la datación y el estudio del pasado reciente 272
Recuadro 9.5 La Tierra como sistema:
La desaparición de los dinosaurios 276

Capítulo 10
Deformación de la corteza 283

Geología estructural: estudio de la arquitectura terrestre 284
Deformación 284
Fuerza y esfuerzo 284
Tipos de esfuerzo 285
Deformación 286
Cómo se deforman las rocas 286
Cartografía de las estructuras geológicas 288
Dirección y buzamiento 290

Pliegues 291
Tipos de pliegues 292
Domos y cubetas 294
Fallas 295
Fallas con desplazamiento vertical 296
Fallas de desplazamiento horizontal 299
Diaclasas 301

Recuadro 10.1 Entender la Tierra:
Denominación de las unidades rocosas locales 289

Recuadro 10.2 El hombre y el medio ambiente:
El sistema de fallas de San Andrés 302

Capítulo 11

Los terremotos 307

¿Qué es un terremoto? 308
Terremotos y fallas 309
Rebote elástico 310
Sismos precursores y réplicas 310
Ruptura y propagación de un terremoto 310
La falla de San Andrés: una zona sísmica activa 312
Sismología 313
Localización de un terremoto 315
Cinturones sísmicos 317
Profundidad de los focos 318
Medición de las dimensiones sísmicas 318
Escalas de intensidad 320
Escalas de magnitud 321
Destrucción causada por los terremotos 324
Destrucción causada por las vibraciones sísmicas 325
Tsunamis 327
Deslizamientos y subsidencia del terreno 328
Incendios 329
¿Pueden predecirse los terremotos? 331
Predicciones a corto plazo 331
Pronósticos a largo plazo 332
Terremotos: pruebas de la tectónica de placas 335

Recuadro 11.1 El hombre y el medio ambiente:
Terremotos al este de las Rocosas 319

Recuadro 11.2 Entender la Tierra:
Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos 326

Recuadro 11.3 El hombre y el medio ambiente:
El sistema de aviso de los tsunamis 329

Recuadro 11.4 Entender la Tierra:
Un terremoto importante en Turquía 333

Capítulo 12

El interior de la Tierra 341

Sondeo del interior de la Tierra 342
Naturaleza de las ondas sísmicas 342
Ondas sísmicas y estructura de la Tierra 343
Capas definidas por su composición 344
Capas definidas por sus propiedades físicas 344
Descubrimiento de los límites principales de la Tierra 346
Discontinuidad de Mohorovicic 346
Límite núcleo-manto 348
Descubrimiento del núcleo interno 348
La corteza 349
El manto 351
El núcleo 352
Densidad y composición 353
Origen 353
El campo magnético terrestre 353
La máquina térmica del interior de la Tierra 355
Flujo de calor en la corteza 355
Convección del manto 355

Recuadro 12.1 Entender la Tierra:
Inge Lehmann: una geofísica pionera 350

Recuadro 12.2 Entender la Tierra:
¿Por qué la Tierra tiene un campo magnético? 354

Recuadro 12.3 Entender la Tierra:
Tomografía sísmica del manto 356

Capítulo 13

Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico 361

Imagen del fondo oceánico 362
Cartografía del fondo oceánico 362
Observación del fondo oceánico desde el espacio 363
Provincias del fondo oceánico 364
Márgenes continentales 365
Márgenes continentales pasivos 367
Márgenes continentales activos 368
Características de las cuencas oceánicas profundas 368
Fosas submarinas 369
Llanuras abisales 369
Montes submarinos, guyots y llanuras oceánicas 370
Anatomía de una dorsal oceánica 371
Origen de la litosfera oceánica 374
Expansión del fondo oceánico 375

¿Por qué las dorsales oceánicas están elevadas? 375
Velocidades de expansión y topografía de las dorsales 376
Estructura de la corteza oceánica 376
Formación de la corteza oceánica 377
Interacción entre el agua marina y la corteza oceánica 379
Ruptura continental: el nacimiento de una nueva cuenca oceánica 380
Evolución de una cuenca oceánica 380
Mecanismos de ruptura continental 382
Destrucción de la litosfera oceánica 384
¿Por qué la litosfera oceánica subduce? 385
Placas en subducción: la desaparición de una cuenca oceánica 386
Apertura y cierre de cuencas oceánicas: el ciclo del supercontinente 387
Antes de Pangea 388
La tectónica de placas en el futuro 388

Recuadro 13.1 Entender la Tierra: Susan DeBari: una carrera en Geología 366
Recuadro 13.2 Entender la Tierra: Explicación de los atolones de coral: la hipótesis de Darwin 372
Recuadro 13.3 La Tierra como sistema: Las biocomunidades de las chimeneas hidrotermales submarinas: ¿la primera vida terrestre? 379

Capítulo 14

Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes 395

Formación de las montañas 396
Convergencia y subducción de placas 397
Principales estructuras de las zonas de subducción 397
Dinámica en las zonas de subducción 399
Subducción y formación de montañas 400
Arcos insulares 400
Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino 401
Sierra Nevada y las sierras litorales 403
Colisiones continentales 405
Himalaya 406
Apalaches 408
Terranes y formación de montañas 411
La naturaleza de los terranes 411
Acreción y orogénesis 412
Montañas de bloque de falla 414
Provincia Basin and Range 414
Movimientos verticales de la corteza 415
Isostasia 415
Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza 418
Origen y evolución de los continentes 419
Los primeros continentes de la Tierra 419
Cómo crecen los continentes 419

Recuadro 14.1 Entender la Tierra: Terremotos en el noroeste del Pacífico 400
Recuadro 14.2 Entender la Tierra: El sur de las Rocosas 411
Recuadro 14.3 Entender la Tierra: ¿Las montañas tienen raíces? 416

Capítulo 15

Procesos gravitacionales: la fuerza de la gravedad 425

Un desastre provocado por un deslizamiento en Perú 426
Procesos gravitacionales y desarrollo de las formas del terreno 426
Papel de los procesos gravitacionales 427
Las pendientes cambian con el tiempo 427
Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales 427
Papel del agua 427
Pendientes sobreempinadas 428
Eliminación de la vegetación 428
Terremotos como desencadenantes 429
¿Deslizamientos sin desencadenantes? 430
Clasificación de los procesos gravitacionales 430
Tipo de material 430
Tipo de movimiento 430
Velocidad de movimiento 432
Desplomes 434
Deslizamiento de rocas 434
Flujo de derrubios 436
Flujos de derrubios en las regiones semiáridas 436
Lahares 436
Flujos de tierra 439
Movimientos lentos 439
Reptación 439
Solifluxión 440
Deslizamientos submarinos 442

Recuadro 15.1 El hombre y el medio ambiente: El desastre de la presa de Vaiont 429
Recuadro 15.2 El hombre y el medio ambiente: Control a tiempo real de los deslizamientos activos 433
Recuadro 15.3 El hombre y el medio ambiente: Flujos de derrubios en los abanicos aluviales: estudio de un caso de Venezuela 437
Recuadro 15.4 Entender la Tierra: El paisaje del delicado permafrost 441

Capítulo 16

Corrientes de aguas superficiales 445

La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico 446
Las aguas de escorrentía 448
Flujo de corriente 448
Gradiente y características del cauce 449
Caudal 450
Cambios de corriente arriba a corriente abajo 450
Nivel de base y corrientes en equilibrio 452
Erosión de las corrientes fluviales 454
Transporte del sedimento por las corrientes 454
Carga disuelta 454
Carga suspendida 455
Carga de fondo 455
Capacidad y competencia 456
Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales 456
Depósitos de canal 456
Depósitos de llanura de inundación 458
Abanicos aluviales y deltas 459
Valles fluviales 463
Valles estrechos 463
Valles anchos 464
Meandros encajados y terrazas fluviales 466
Redes de drenaje 468
Modelos de drenaje 468
Erosión remontante y captura 470
Formación de una garganta 470
Inundaciones y control de la inundación 471
Causas y tipos de inundaciones 472
Control de inundaciones 474

Recuadro 16.1 El hombre y el medio ambiente: Las zonas húmedas costeras desaparecen del delta del Mississippi 462
Recuadro 16.2 El hombre y el medio ambiente: Avenidas 473

Capítulo 17

Aguas subterráneas 479

Importancia de las aguas subterráneas 480
Distribución de las aguas subterráneas 481
El nivel freático 481
Variaciones en el nivel freático 481
Interacción entre las aguas subterráneas y las aguas corrientes 483
Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas 485
Porosidad 485
Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos 485
Circulación de las aguas subterráneas 486
Manantiales o fuentes 487
Fuentes termales y géiseres 488
Pozos 490
Pozos artesianos 491
Problemas relacionados con la extracción del agua subterránea 493
Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable 493
Subsidencia 494
Contaminación salina 494
Contaminación del agua subterránea 497
El trabajo geológico del agua subterránea 499
Cavernas 499
Topografía kárstica 500

Recuadro 17.1 La Tierra como sistema: El impacto de la sequía en el sistema hidrológico 484
Recuadro 17.2 El hombre y el medio ambiente: El acuífero de Ogallala: ¿cuánto va a durar el agua? 495
Recuadro 17.3 El hombre y el medio ambiente: Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín 496

Capítulo 18

Glaciares y glaciaciones 505

Los glaciares: una parte de dos ciclos básicos 506
Tipos de glaciares 506
Glaciares de valle (alpinos) 506
Glaciares de casquete 506
Otros tipos de glaciares 506
¿Qué pasaría si se fundiera el hielo? 509
Formación del hielo glaciar 510
Movimientos de un glaciar 510
Velocidades de movimiento de un glaciar 512
Balance de un glaciar 512
Erosión glaciar 514

Formas creadas por la erosión glaciar 514
Valles glaciares 516
Aristas y horns 517
Rocas aborregadas 517
Depósitos glaciares 517
Formas compuestas por tills 519
Morrenas laterales y centrales 519
Morrenas terminales y de fondo 520
Drumlins 522
Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados 524
Llanuras aluviales y «valley trains» 524
Depósitos en contacto con el hielo 525
La teoría glaciar y el período glacial cuaternario 525
Algunos efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario 526
Causas de las glaciaciones 530
Tectónica de placas 530
Variaciones en la órbita de la Tierra 532

Recuadro 18.1 Entender la Tierra: El derrumbamiento de los casquetes polares del Antártico 508
Recuadro 18.2 Entender la Tierra: Los ríos antes y después del período glacial cuaternario 528
Recuadro 18.3 Entender la Tierra: El hielo glaciar: un almacén de datos climáticos 531

Capítulo 19

Desiertos y vientos 537

Distribución y causas de las regiones secas 538
Desiertos de latitudes bajas 538
Desiertos de latitudes medias 540
Procesos geológicos en climas áridos 543
Meteorización 543
Papel del agua 543
«Basin and Range»: la evolución de un paisaje desértico 544
Transporte de sedimentos por el viento 546
Carga de fondo 547
Carga en suspensión 548
Erosión eólica 548
Deflación, depresiones de deflación y pavimento desértico 548
Ventifactos y yardangs 551
Depósitos eólicos 552
Depósitos de arena 552
Tipos de dunas de arena 554
Depósitos de loess (limo) 555

Recuadro 19.1 Entender la tierra ¿Qué se entiende por «seco»? 539
Recuadro 19.2 El hombre y el medio ambiente: La desaparición del mar de Aral 542
Recuadro 19.3 Entender la Tierra: El monte Uluru de Australia 547
Recuadro 19.4 El hombre y el medio ambiente: Los desiertos se están expandiendo 550

Capítulo 20

Líneas de costa 559

La línea de costa: una interfase dinámica 560
La zona costera 560
Olas 562
Características de las olas 562
Movimiento orbital circular 563
Olas en la zona de rompiente 563
Erosión causada por las olas 564
Movimiento de la arena de la playa 565
Movimiento perpendicular a la línea de costa 565
Refracción de las olas 568
Deriva y corrientes litorales 569
Características de la línea de costa 570
Formas de erosión 570
Formas deposicionales 571
El litoral en desarrollo 572
Estabilización de la costa 572
Estabilización firme 573
Alternativas a la estabilización dura 576
Problemas de erosión a lo largo de las costas estadounidenses 577
Clasificación de las costas 579
Costas de emersión 581
Costas de inmersión 581
Mareas 582
Causas de las mareas 583
Ciclo mensual de las mareas 583
Modelos mareales 583
Corrientes mareales 584
Mareas y rotación de la Tierra 585

Recuadro 20.1 El hombre y el medio ambiente: Los huracanes: el máximo peligro en la costa 566
Recuadro 20.2 El hombre y el medio ambiente: La mudanza del siglo: la recolocación del faro del cabo Hatteras 578
Recuadro 20.3 El hombre y el medio ambiente: La vulnerabilidad de la costa a la elevación del nivel del mar 580

Capítulo 21

Energía y recursos minerales 589

Recursos renovables y no renovables 591
Recursos energéticos 591
Carbón 592
Petróleo y gas natural 594
Formación del petróleo 594
Trampas petrolíferas 594
Algunos efectos ambientales de la combustión de los combustibles fósiles 596
Contaminación del aire urbano 596
El dióxido de carbono y el calentamiento global 596
Arenas asfálticas y lutitas bituminosas: ¿petróleo para el futuro? 601
Arenas asfálticas 601
Lutitas bituminosas 602
Fuentes de energía alternativas 603
Energía nuclear 603
Energía solar 604
Energía eólica 605
Energía hidroeléctrica 606
Energía geotérmica 607
Energía mareal 608
Recursos minerales 609
Recursos minerales y procesos ígneos 611
Segregación magmática 611
Diamantes 612
Soluciones hidrotermales 612
Recursos minerales y procesos metamórficos 613
Meteorización y yacimientos de menas 614
Bauxita 615
Otros depósitos 615
Depósitos de placeres 615
Recursos minerales no metálicos 616
Materiales de construcción 616
Minerales industriales 617

Recuadro 21.1 Entender la Tierra:
Hidratos de gas: un combustible procedente de los sedimentos del fondo oceánico 592
Recuadro 21.2 El hombre y el medio ambiente:
Aerosoles procedentes del «Volcán humano» 598
Recuadro 21.3 Entender la Tierra:
Bingham Canyon, Utah: la mayor mina de fosa abierta 611

Capítulo 22

Geología planetaria 623

Los planetas: una visión de conjunto 625
El interior de los planetas 625
Las atmósferas de los planetas 626
La Luna 627
La superficie lunar 627
Historia lunar 631
Los planetas: características generales 631
Mercurio, el planeta más interno 631
Venus, el planeta velado 632
Marte, el planeta rojo 633
Júpiter, el señor del cielo 636
Saturno, el planeta elegante 638
Urano y Neptuno, los gemelos 641
Plutón, el planeta X 642
Cuerpos menores del Sistema Solar 643
Asteroides: microplanetas 643
Cometas 644
Meteoritos 647

Recuadro 22.1 Entender la Tierra:
Pathfinder: el primer geólogo en Marte 634
Recuadro 22.2 Entender la Tierra:
¿Es Plutón realmente un planeta? 643
Recuadro 22.3 La Tierra como sistema:
¿Está la Tierra en una dirección de colisión? 645

Apéndice A

Comparación entre unidades métricas y británicas 653

Glosario 655

Índice analítico 677

Prólogo

La Tierra es una parte *muy* pequeña de un vasto universo, pero es nuestro hogar. Proporciona los recursos que sostienen nuestra sociedad moderna y los ingredientes necesarios para mantener la vida. Por consiguiente, el conocimiento y la comprensión de nuestro planeta son cruciales para nuestro bienestar social y, de hecho, son vitales para nuestra supervivencia. La Geología contribuye mucho a nuestra comprensión del Planeta Tierra.

Las publicaciones de los medios de comunicación nos recuerdan a menudo las fuerzas geológicas que actúan en nuestro planeta. Las noticias de los informativos retratan gráficamente la fuerza violenta de una erupción volcánica, la devastación general causada por un terremoto de gran intensidad y el gran número de personas que se quedan sin hogar a causa de los desprendimientos de tierra y inundaciones. Acontecimientos como éstos, y otros muchos, son destructivos para la vida y las propiedades y debemos aprender a afrontarlos. Además, también se tratan muchos temas ambientales básicos que tienen un componente geológico significativo. De ello son ejemplos la contaminación del agua subterránea, la erosión del suelo y los numerosos impactos generados por la extracción de recursos minerales y energéticos. La comprensión de estos acontecimientos y el intento de encontrar soluciones a los problemas relacionados con ellos precisa conocer los principios científicos que influyen en nuestro planeta, sus rocas, montañas, atmósfera y océanos.

La octava edición de *Ciencias de la Tierra: una introducción a la Geología física*, como sus predecesoras, es un texto universitario significativo para estudiantes que realizan un primer curso de Geología. Además de ser informativo y estar actualizado, uno de los principales objetivos de *Ciencias de la Tierra* es satisfacer las necesidades de los estudiantes de disponer de un texto fácil de leer y de utilizar, un libro que sea una «herramienta» muy utilizable para el aprendizaje de los principios y los conceptos básicos de la Geología.

Organización revisada

En ediciones anteriores de *Ciencias de la Tierra* se utilizó una organización más tradicional, en la que la teoría de la tectónica de placas se desarrollaba por completo al final del texto. En la octava edición de *Ciencias de la Tierra* un cambio importante es una reorganización en la que esta teoría representa un papel fundamental y unificador. Así, esta nueva edición de *Ciencias de la Tierra* es más que una simple versión actualizada de versiones anteriores. Se ha reorganizado para reflejar el papel unificador que la teoría de la tectónica de placas representa en nuestra comprensión del planeta Tierra.

Desde finales de los años 60, los científicos han observado que la capa externa de la Tierra está fragmentada en segmentos denominados *placas*. Impulsadas por el calor procedente del interior de la Tierra, estas enormes placas se desplazan gradualmente unas en relación con las otras. Donde las masas continentales se separan, se crean nuevas cuencas oceánicas. Mientras tanto, las antiguas porciones de fondo oceánico se vuelven a sumergir en el interior de la Tierra. Estos movimientos generan terremotos, provocan la formación de volcanes y la creación de las principales cordilleras montañosas de la Tierra. En el Capítulo 1 se presenta una introducción a la Geología, seguida de un vistazo a la naturaleza de la investigación científica y una exposición sobre el nacimiento y la evolución inicial del planeta Tierra. A continuación, en el Capítulo 2, se relata el desarrollo histórico de la teoría de la tectónica de placas como ejemplo de cómo funciona la ciencia y cómo trabajan los científicos. Inmediatamente después, se expone una visión de conjunto de la teoría de la tectónica de placas. La comprensión básica de este modelo del funcionamiento de la Tierra ayudará a los estudiantes en la exploración de los numerosos fenómenos comentados en los capítulos siguientes.

Una vez establecido firmemente el marco básico de la tectónica de placas, pasamos a estudiar los materiales de la Tierra y los procesos relacionados, el volcanismo, el metamorfismo y la meteorización. A lo largo de este recorrido, los estudiantes verán claramente las relaciones entre estos fenómenos y la teoría de la tectónica de placas. A continuación, se presentan con detalle los conceptos fundamentales del tiempo geológico seguidos de una exploración de los terremotos, la estructura interna de la Tierra y los procesos de deformación de las rocas.

Volvemos a tratar la tectónica de placas en los Capítulos 13 y 14. En estos capítulos se amplían las exposiciones anteriores al considerar la naturaleza de los principales rasgos físicos de la Tierra: las cuencas oceánicas y los continentes. En el Capítulo 13 se explora el origen y la estructura del fondo oceánico. Se pide a los estudiantes que examinen cómo se genera el fondo oceánico, por qué se destruye constantemente y qué pistas puede proporcionar sobre los acontecimientos ocurridos en épocas anteriores de la historia de la Tierra. En el Capítulo 14

se considera el papel de la tectónica de placas en la formación de las principales cordilleras montañosas y se concluye con una mirada al origen y la evolución de los continentes. Después de esta exploración de los rasgos a gran escala de la Tierra, examinamos el trabajo geológico de la gravedad, el agua, el viento y el hielo. Son estos procesos los que modifican y esculpen la superficie de la Tierra, creando muchas de sus variadas formas. Por último, el texto concluye con capítulos relativos a los recursos naturales y el Sistema Solar.

Como en ediciones previas de este texto, hemos diseñado cada capítulo como una unidad independiente, de modo que se pueda enseñar el material en una secuencia distinta según las preferencias del instructor o los dictados del laboratorio. Por tanto, el instructor que desee comentar los procesos erosivos antes que los terremotos, la tectónica de placas y la formación de montañas puede hacerlo sin ninguna dificultad.

Características distintivas

Facilidad de lectura

El lenguaje de este libro es directo y está escrito para entenderse con facilidad. Se ha procurado que los comentarios sean claros y de fácil lectura, con un mínimo de lenguaje técnico. Los títulos y subtítulos frecuentes ayudan a los estudiantes a seguir el argumento y a identificar las ideas importantes presentadas en cada capítulo. En esta octava edición se ha conseguido una mayor facilidad de lectura al examinar la organización y el flujo de los capítulos y al escribir en un estilo más personal. Hay grandes secciones del libro que se han vuelto a escribir prácticamente en un esfuerzo por hacer más comprensible el material.

Ilustraciones y fotografías

La Geología es muy visual. Por consiguiente, las fotografías y el material gráfico son una parte muy importante de un libro introductorio. *Ciencias de la Tierra*, *octava edición*, contiene docenas de fotografías de gran calidad que fueron cuidadosamente seleccionadas para ayudar a comprender, añadir realismo y estimular el interés del lector.

Las ilustraciones de cada nueva edición de *Ciencias de la Tierra* van siendo cada vez mejores. En la octava edición se han vuelto a diseñar más de 100 gráficos. Las nuevas figuras ilustran las ideas y los conceptos de forma más clara y realista que en ninguna de las ediciones anteriores. El programa artístico fue llevado a cabo por Dennis Tasa, un artista con talento y afamado ilustrador de las ciencias de la Tierra.

Hincapié en el aprendizaje

Cuando finaliza un capítulo, tres apartados útiles ayudan a los estudiantes a repasar. En primer lugar, el *Resumen del capítulo* recapitula todos los puntos importantes, luego hay una lista de *Términos fundamentales* con referencia a la página donde se citan. Se cierra cada capítulo con un recordatorio para visitar la Guía de estudio en línea de *Ciencias de la Tierra*, *octava edición* (http://www.librosite.net/tarbuck), que contiene excelentes y abundantes oportunidades para repasar y explorar.

La Tierra como un sistema



Un aspecto importante de la ciencia moderna ha sido el descubrimiento de que la Tierra es un sistema multidimensional gigante. Nuestro planeta consta de muchas partes separadas, pero interactuantes. Un cambio en una parte puede producir cambios en otra o en todas las demás, a menudo de maneras que no son obvias ni evidentes inmediatamente. Aunque no es posible estudiar el sistema entero de una vez, es posible desarrollar un conocimiento y apreciación del concepto y de muchas de las interrelaciones importantes del sistema. Por tanto, empezando con una amplia exposición en el Capítulo 1, se repite el tema de «La Tierra como sistema» en lugares oportunos a lo largo del libro. Es un hilo que «se teje» a lo largo de los capítulos y que ayuda a unirlos.

Varios recuadros de especial interés, nuevos y revisados, se refieren a «La Tierra como sistema». Para recordar al lector este tema importante, se utiliza el pequeño icono que puede ver al principio de esta sección para marcar estos recuadros.

El hombre y el medio ambiente



Dado que es necesario conocer nuestro planeta y cómo funciona para nuestra supervivencia y bienestar, el tratamiento de los temas medioambientales y de recursos ha sido siempre una parte importante de *Ciencias de la Tierra*. Estos aspectos sirven para ilustrar la importancia y la aplicación del conocimiento geológico. Con cada nueva edición, se ha ido poniendo cada vez mayor énfasis en este punto, lo cual es especialmente cierto en esta octava edición. El texto integra una gran cantidad de información sobre la relación entre las personas y el medio ambiente y explora la aplicación de la Geología para comprender y resolver problemas que surgen de esas interacciones.

Además de los muchos aspectos básicos del texto, en 22 de los recuadros de especial interés del texto, que se reconocen fácilmente por el icono distintivo que puede verse al principio de esta sección, se aborda el tema «Las personas y el medio ambiente».

Entender la Tierra



Como miembros de una sociedad moderna, se nos está recordando constantemente los beneficios derivados de la ciencia. Pero, ¿cuál es la naturaleza exacta de la investigación científica? Llegar a comprender cómo se hace la ciencia y cómo trabajan los científicos es otro tema importante que aparece a lo largo de este libro, empezando con la sección sobre «La naturaleza de la investigación científica» del Capítulo 1. Los estudiantes examinarán algunas de las dificultades que los científicos afrontan al intentar obtener datos fiables sobre nuestro planeta y algunos de los ingeniosos métodos que se han desarrollado para superar estas dificultades. Los estudiantes también explorarán muchos ejemplos de cómo se formulan y se prueban las hipótesis a la vez que aprenderán la evolución y el desarrollo de algunas de las principales teorías científicas. Muchos comentarios del texto, así como algunos de los recuadros de especial interés sobre «Entender la Tierra» permiten al lector identificar las técnicas de observación y los procesos de razonamiento que intervienen en el desarrollo del conocimiento científico. El énfasis no se pone sólo en lo que saben los científicos, sino en cómo lo dedujeron.

Más sobre la octava edición

La octava edición de *Ciencias de la Tierra* representa una revisión exhaustiva. Todas las partes del libro se examinaron con sumo cuidado con el doble objetivo de mantener los temas actuales y mejorar la claridad de la exposición del texto. Además de los cambios reorganizativos que ya se han descrito, también debe destacarse que los tres capítulos centrados en la tectónica de placas (Capítulos 2, 13 y 14) se reescribieron por completo para reflejar los últimos avances e ideas en esta dinámica área de la Geología.

Quienes conocen las ediciones anteriores de *Ciencias de la Tierra* también encontrarán muchos otros cambios en la octava edición. A continuación les damos algunos ejemplos:

- *GEODe:* CD-ROM de *Ciencias de la Tierra. Cada ejemplar de Ciencias de la Tierra, octava edición*, viene acompañado por esta herramienta de aprendizaje para el estudiante considerablemente revisada y ampliada. ¿Qué hay de nuevo? Desde la perspectiva de la organización, *GEODe: Ciencias de la Tierra* tiene ahora una estructura por capítulos para ajustarse a los Capítulos del 1 al 20 del libro. Además, el tratamiento de la tectónica de placas se ha revisado por completo y se ha ampliado de una manera considerable. Se han añadido además todos los nuevos capítulos sobre «Meteorización y Suelo» (Capítulo 6) y «Procesos gravitacionales» (Capítulo 15). Cada capítulo de *GEODe* acaba con una prueba de revisión que consiste en preguntas formuladas al azar para ayudar a los estudiantes a revisar los conceptos básicos.
- Veintiuno de los recuadros de especial interés son nuevos. Todos tienen el objetivo de reforzar los temas de «La Tierra como sistema», «El hombre y el medio ambiente» y «Entender la Tierra». El mayor número de recuadros nuevos (12) se dedica a este último.
- El Capítulo 1, Introducción a la Geología, ofrece una sección ampliada sobre «La Tierra como sistema» que incluye nuevo material sobre sistemas abiertos y cerrados y los mecanismos de realimentación. Además, el texto sobre «Las rocas y el ciclo de las rocas» se ha ampliado para proporcionar los conocimientos básicos necesarios para el Capítulo 2.
- El Capítulo 3, «Materia y minerales», incluye más de una docena de nuevas ilustraciones y dibujos con el fin de ayudar a los estudiantes a visualizar mejor los que a veces pueden ser conceptos difíciles como el enlace, la estructura cristalina y las propiedades minerales.
- El Capítulo 8, «Metamorfismo y rocas metamórficas», contiene textos revisados y reescritos sobre «El calor como agente metamórfico», «La presión y el esfuerzo diferencial» y «El metamorfismo regional».
- El Capítulo 9, «El tiempo geológico», incluye un apartado ampliado de «Fósiles: pruebas de una vida pasada».
- Varios capítulos relativos a los procesos erosivos contienen textos nuevos o considerablemente revisados. Son ejemplos de ello «Las inundaciones y su control» (Capítulo 16), «El movimiento de las aguas subterráneas» (Capítulo 17), «La zona costera» y «Estabilización de la costa» (Capítulo 20).
- Un tratamiento ampliado y actualizado de «El dióxido de carbono y el calentamiento global», «La energía eólica» y «La energía geotérmica» puede encontrarse en el Capítulo 21, Energía y recursos minerales.

El CD-ROM GEODe: Ciencias de la Tierra

Cada ejemplar de *Ciencias de la Tierra, octava edición*, va acompañado de *GEODe: Ciencias de la Tierra*, de Ed Tarbuck, Fred Lutgens y Dennis Tasa de Tasa Graphic Arts, Inc. *GEODe: Ciencias de la Tierra* es un programa dinámi-

co que refuerza los conceptos clave mediante animaciones, clases y ejercicios interactivos. Esta nueva versión ha sido ampliada y sustancialmente reorganizada con el fin de que el contenido se relacione de una manera más estrecha con el contenido del texto. Un icono especial de *GEODe: Ciencias de la Tierra* aparece a lo largo del libro cuando un tema tratado en el texto tiene una actividad *GEODe* correspondiente. Esta oferta especial proporciona a los estudiantes dos productos valiosos (*GEODe: Ciencias de la Tierra* y el libro de texto) por el precio de uno.

Agradecimientos

Escribir un libro de texto universitario requiere el talento y la cooperación de muchas personas. Trabajar con Dennis Tasa, que es responsable de todas las extraordinarias ilustraciones y de gran parte del trabajo de desarrollo de *GEODe: Ciencias de la Tierra*, es siempre algo especial para nosotros. No sólo valoramos su talento e imaginación artísticos, sino también su amistad.

Expresamos nuestro agradecimiento sincero a aquellos colegas que prepararon revisiones exhaustivas. Sus comentarios críticos y su aportación ayudaron a guiar nuestro trabajo y fortalecieron de una manera clara el texto. Agradecemos también en especial al profesor Alan Golding su extensa revisión del Capítulo 6. También queremos expresar nuestro agradecimiento a:

Anne Argast, Indiana-Purdue Fort Wayne; Richard Ashmore, Texas Tech University; James E. Barrick, Texas Tech University; Raymond E. Beiersdorfer, Youngstown State University; Michael P. Bunds, Utah Valley State College; Mark J. Camp, University of Toledo; Richard C. Capps, Augusta State University; Oliver Christen, San José City College; Beth A. Christensen, Georgia State University; Jennifer Coombs, Northeastern University; Linda L. Davis, Northern Illinois University; Carol M. Dehler, Idaho State University; Mike Farabee, Estrella Mountain Community College; Horacio Ferriz, California State University-Stanislaus; Nels F. Forsman, University of North Dakota; Katherine A. Giles, New Mexico State University; Alan Goldin, Westminster College; Scott P. Hippensteel, University of North Carolina-Charlotte; Gregory J. Holk, California State University-Long Beach; Eric Jerde, Morehead State University; Ming-Kuo Lee, Auburn University; Steve Macias, Olympic College; Tibisay Marin, Kansas State University; Don Van Neiuwenhuise, University of Houston; Mark R. Noll, State University of New York at Brockport; Gary S. Solar, State University of New York en Buffalo; R. Jeffrey Swope, Indiana University-Purdue University Indianapolis; Wan Yang, Wichita State University.

Damos nuestro agradecimiento al equipo de profesionales de Prentice Hall; apreciamos sinceramente el fuerte y constante apoyo de la empresa a la excelencia y la innovación. Gracias también a nuestro editor ejecutivo, Patrick Lynch. Apreciamos su liderazgo y agradecemos su atención por el detalle, su gran capacidad de comunicación y su estilo relajado. También queremos expresar nuestro agradecimiento a nuestra directora de marketing, Christine Henry, por su aportación útil, su entusiasmo, su trabajo duro y su amistad. El equipo de producción, dirigido por Ed Thomas, ha hecho, una vez más, un trabajo extraordinario. El fuerte impacto visual de *Ciencias de la Tierra*, *octava edición*, se benefició mucho del trabajo de búsqueda de fotografías de Yvonne Gerin y la coordinadora de los permisos de imagen, Debbie Hewitson. Agradecemos también a Barbara Booth su excelente capacidad de edición y corrección. Todos ellos son unos verdaderos profesionales con quienes nos sentimos muy afortunados de estar asociados.

Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens

CAPÍTULO 1

Introducción a la Geología

La Geología
- La Geología, el hombre y el medio ambiente
- Algunas reseñas históricas acerca de la Geología

Tiempo geológico
- La datación relativa y la escala de tiempo geológico
- La magnitud del tiempo geológico

Naturaleza de la investigación científica
- Hipótesis
- Teoría
- El método científico
- La tectónica de placas y la investigación científica

Una visión de la Tierra
- Hidrosfera
- Atmósfera
- Biosfera
- Tierra sólida

La Tierra como un sistema
- La ciencia del sistema Tierra
- El sistema Tierra

Evolución temprana de la Tierra
- El origen del planeta Tierra
- Formación de la estructura en capas de la Tierra

Estructura interna de la Tierra
- Capas definidas por su composición
- Capas definidas por sus propiedades físicas
- ¿Cómo sabemos lo que sabemos?

La superficie de la Tierra
- Principales características de los continentes
- Principales características del fondo oceánico

Las rocas y el ciclo de las rocas
- Tipos de rocas básicos
- El ciclo de las rocas: uno de los subsistemas de la Tierra

La espectacular erupción de un volcán, el terror causado por un terremoto, el espléndido escenario de un valle de montaña y la destrucción causada por una avalancha son temas de estudio para el geólogo. El estudio de la Geología aborda muchas cuestiones fascinantes y prácticas sobre nuestro entorno. ¿Qué fuerzas producen las montañas?, ¿habrá pronto otro gran terremoto en California?, ¿cómo fue el período glacial?, ¿habrá otro?, ¿cómo se formaron estos yacimientos?, ¿deberíamos buscar agua aquí?, ¿es útil la explotación a cielo abierto en esta zona?, ¿se encontrará petróleo si se perfora un pozo en este lugar?

La Geología

El tema de este libro es la **geología,** del griego *geo*, «Tierra», y *logos*, «discurso». Es la ciencia que persigue la comprensión del planeta Tierra. La ciencia de la Geología se ha dividido tradicionalmente en dos amplias áreas: la física y la histórica. La **Geología física,** sobre la que trata este libro, estudia los materiales que componen la tierra y busca comprender los diferentes procesos que actúan debajo y encima de la superficie terrestre. El objetivo de la **Geología histórica** es comprender el origen de la Tierra y su evolución a lo largo del tiempo. Por tanto, procurar ordenar cronológicamente los múltiples cambios físicos y biológicos que han ocurrido en el pasado geológico. El estudio de la Geología física precede lógicamente al estudio de la historia de la Tierra, porque, antes de intentar revelar su pasado, debemos comprender primero cómo funciona la Tierra.

Entender la tierra constituye un reto, porque nuestro planeta es un cuerpo dinámico con muchas partes que interaccionan y una historia larga y compleja. En el transcurso de su larga existencia, la Tierra ha ido cambiando. De hecho, está cambiando mientras lee esta página y continuará haciéndolo en un futuro previsible. Algunas veces los cambios son rápidos y violentos, como cuando se producen deslizamientos o erupciones volcánicas. A menudo, los cambios tienen lugar de una manera tan lenta que no se aprecian durante toda una vida. Las escalas de tamaño y espacio también varían mucho entre los fenómenos que los geólogos estudian. Algunas veces éstos deben concentrarse en fenómenos submicroscópicos, mientras que en otras ocasiones deben tratar con características de escala continental o global.

La Geología se percibe como una ciencia que se realiza en el exterior, lo cual es correcto. Una gran parte de la Geología se basa en observaciones y experimentos llevados a cabo en el campo. Pero la Geología también se realiza en el laboratorio donde, por ejemplo, el estudio de varios materiales terrestres permite comprender muchos procesos básicos. Con frecuencia, la Geología requiere una comprensión y una aplicación del conocimiento y los principios de la Física, la Química y la Biología. La Geología es una ciencia que pretende ampliar nuestro conocimiento del mundo natural y del lugar que ocupamos en él.

La Geología, el hombre y el medio ambiente

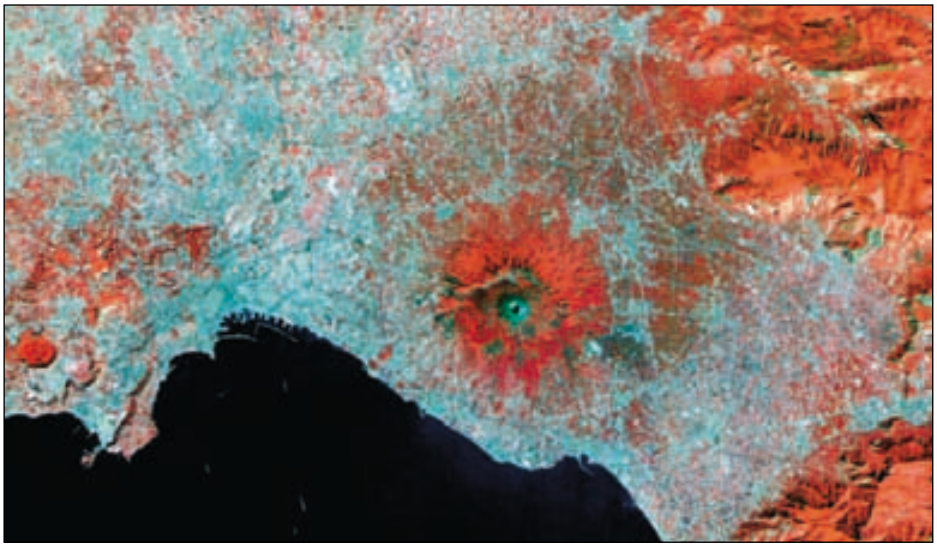
El objetivo principal de este libro es desarrollar una comprensión de los principios geológicos básicos, pero a lo largo del texto exploraremos numerosas relaciones importantes entre la humanidad y el entorno natural. Muchos de los problemas y cuestiones tratados por la Geología tienen un valor práctico para las personas.

Los riesgos naturales son parte de la vida en la Tierra. Cada día afectan de forma adversa literalmente a millones de personas en todo el mundo y son responsables de daños asombrosos. Entre los procesos terrestres peligrosos estudiados por los geólogos, se cuentan los volcanes, las inundaciones, los terremotos y los deslizamientos. Por supuesto, los riesgos geológicos son simplemente procesos *naturales.* Sólo se vuelven peligrosos cuando las personas intentan vivir donde estos procesos suceden (Figura 1.1).

Los recursos representan otro importante foco de la Geología, que es de gran valor práctico para las personas. Estos recursos son el agua y el suelo, una gran variedad de minerales metálicos y no metálicos, y la energía. En conjunto, forman la verdadera base de la civilización moderna. La Geología aborda no sólo la formación y la existencia de estos recursos vitales, sino también el mantenimiento de sus existencias y el impacto ambiental de su extracción y su uso.

El rápido crecimiento de la población mundial y las aspiraciones de todos a un mejor modo de vida están complicando todas las cuestiones ambientales. Cada año la población terrestre aumenta en cien millones de personas, lo cual significa una demanda cada vez mayor de recursos y una presión creciente para que las personas habiten en ambientes con peligros geológicos significativos.

No sólo los procesos geológicos tienen un impacto sobre las personas, sino que nosotros, los seres humanos, podemos influir de forma notable en los procesos geológicos también. Por ejemplo, las crecidas de los ríos son algo natural, pero las actividades humanas, como aclaramiento de bosques, construcción de ciudades y construcción de embalses, pueden cambiar su magnitud y frecuencia. Por desgracia, los sistemas naturales no se ajustan siempre a los cambios artificiales de maneras que podamos prever. Así, una alteración en el medio ambiente que se preveía beneficiosa para la sociedad a menudo tiene el efecto opuesto.



▶ **Figura 1.1** Imagen del Monte Vesuvio, en Italia, en septiembre de 2000. Este gran volcán está rodeado por la ciudad de Nápoles y la Bahía de Nápoles. El año 70 a.C. el Vesuvio entró en erupción de una manera explosiva y enterró las poblaciones de Pompeya y Herculano en cenizas volcánicas. ¿Volverá a ocurrir? Los riesgos geológicos son procesos *naturales*. Sólo se convierten en riesgos cuando las personas intentan vivir donde estos procesos tienen lugar. (Imagen cortesía de la NASA.)

En determinados puntos de este libro, tendrán la oportunidad de examinar distintos aspectos de nuestra relación con el medio físico. Será raro encontrar un capítulo que no se refiera a algún aspecto de los riesgos naturales, las cuestiones ambientales o los recursos. Partes importantes de algunos capítulos proporcionan el conocimiento geológico básico y los principios necesarios para comprender los problemas ambientales. Además, algunos recuadros de especial interés del libro se concentran en la Geología, las personas y el medio ambiente exponiendo estudios de casos o destacando una cuestión de actualidad.

Algunas reseñas históricas acerca de la Geología

La naturaleza de nuestro planeta (sus materiales y procesos) ha sido objeto de estudio durante siglos. Los escritos sobre temas como los fósiles, las gemas, los terremotos y los volcanes se remontan a los griegos, hace más de 2.300 años.

Sin duda, el filósofo griego más influyente fue Aristóteles. Por desgracia, las explicaciones de Aristóteles sobre la naturaleza del mundo no se basaron en observaciones y experimentos sagaces. Antes bien, fueron opiniones arbitrarias. Aristóteles creía que las rocas habían sido creadas bajo la «influencia» de las estrellas y que los terremotos se producían cuando el aire entraba con fuerza en la tierra, se calentaba por los fuegos centrales y escapaba de manera explosiva. Cuando se enfrentaba a un pez fósil, explicaba que «muchos peces viven en la tierra inmóviles y se encuentran cuando se excava».

Aunque las explicaciones de Aristóteles pudieran ser adecuadas para su época, por desgracia se las siguió aceptando durante muchos siglos, impidiendo así la elaboración de explicaciones más racionales. Frank D. Adams afirma en *The Bird and Development of the Geological Sciences* (Nueva York: Dover, 1938) (El nacimiento y desarrollo de las Ciencias Geológicas) que «a lo largo de toda la Edad Media Aristóteles fue considerado el principal filósofo, aquél cuya opinión sobre cualquier tema era la definitiva y más autorizada».

Catastrofismo. A mediados del siglo XVI, James Ussher, arzobispo anglicano de Armagh, primado de Irlanda, publicó un importante trabajo que tuvo influencias inmediatas y profundas. Afamado estudioso de la Biblia, Ussher construyó una cronología de la historia humana y de la Tierra en la que determinó que la Tierra tenía sólo unos pocos miles de años, ya que había sido creada en el 4004 a.C. El tratado de Ussher consiguió aceptación generalizada entre los líderes científicos y religiosos de Europa, y su cronología acabó figurando impresa en los márgenes de la misma Biblia.

Durante los siglos XVII y XVIII la doctrina del **catastrofismo** influyó con gran fuerza en el pensamiento sobre la dinámica de la tierra. Dicho brevemente, los catastrofistas creían que los paisajes de la Tierra habían sido formados inicialmente por grandes catástrofes. Por ejemplo, las montañas o los cañones, cuya formación hoy sabemos que requiere mucho tiempo, se explicaban como si fueran el resultado de desastres súbitos y a menudo a escala planetaria, producidos por causas desconocidas que ya no actúan. Esta filosofía era un intento por encajar la velocidad de los procesos terrestres con las ideas entonces reinantes sobre la antigüedad de la Tierra.

La relación entre el catastrofismo y la edad de la Tierra se puede resumir como sigue:

> Que la Tierra había sufrido grandes y extraordinarios cambios durante su oscuro pasado era claramente evidente para cualquier ojo inquisitivo; pero concentrar esos cambios en unos pocos y breves milenios precisaba una filosofía hecha a medida, una filosofía cuya base era el cambio súbito y violento*.

Nacimiento de la Geología moderna. La Geología moderna se inició en los años finales del siglo XVII, cuando James Hutton, médico y terrateniente escocés, publicó su *Theory of the Earth (Teoría de la Tierra)*. En su trabajo, Hutton estableció un principio que constituye el pilar de la Geología actual: el **uniformismo.** Establece simplemente que las *leyes físicas, químicas y biológicas que actúan hoy, lo han hecho también en el pasado geológico.* Esto significa que las fuerzas y los procesos que en la actualidad observamos que dan forma a nuestro planeta actuaron también en el pasado. Por tanto, para comprender las rocas antiguas, debemos entender primero los procesos petrogenéticos y sus resultados en la actualidad. Esta idea suele expresarse diciendo que «el presente es la clave del pasado».

Antes de la *Theory of the Earth* de Hutton, nadie había demostrado de manera eficaz que los procesos geológicos se producían a lo largo de períodos extremadamente largos. Sin embargo, Hutton sostuvo con persuasión que fuerzas que parecen pequeñas producen, a lo largo de lapsos prolongados de tiempo, efectos exactamente igual de grandes que los derivados de acontecimientos catastróficos súbitos. A diferencia de sus predecesores, Hutton citó con sumo cuidado observaciones verificables para apoyar sus ideas.

Por ejemplo, cuando sostenía que las montañas eran esculpidas y, en última instancia, destruidas por la meteorización y la acción de las aguas superficiales, y que sus restos eran llevados a los océanos por procesos observables, Hutton dice: «Tenemos una cadena de hechos que demuestran claramente (…) que los materiales de las montañas destruidas han viajado a través de los ríos»; y además: «No hay un solo paso en toda esta sucesión de acontecimientos (…) que no se perciba en la actualidad». Pasó a continuación a resumir este pensamiento planteando una pregunta y proporcionando inmediatamente la respuesta. «¿Qué más podemos necesitar? Nada, salvo tiempo.»

En nuestros días, los principios básicos del uniformismo son tan viables como en época de Hutton. De hecho, nos damos cuenta con más fuerza que nunca de que el presente nos permite una percepción del pasado y que las leyes físicas, químicas y biológicas que gobiernan los procesos geológicos se mantienen invariables a lo largo del tiempo. Sin embargo, también entendemos que esta doctrina no debería tomarse demasiado al pie de la letra. Cuando se dice que en el pasado los procesos geológicos fueron los mismos que los que operan en la actualidad no se pretende sugerir que tuvieran siempre la misma importancia relativa o que actuaran precisamente a la misma velocidad. Además, algunos procesos geológicos importantes no pueden observarse en la actualidad, pero hay pruebas fehacientes de que suceden. Por ejemplo, sabemos que la Tierra ha sufrido impactos de grandes meteoritos aunque no haya testigos humanos. Acontecimientos como estos alteraron la corteza de la Tierra, modificaron su clima e influyeron enormemente en la vida sobre el planeta.

La aceptación del uniformismo significó la aceptación de una historia muy larga para la Tierra. Aunque la intensidad de los procesos terrestres varía, estos siguen tardando mucho en crear y destruir los principales accidentes geográficos del paisaje.

Por ejemplo, los geólogos han llegado a la conclusión de que en el pasado existieron montañas en zonas de las actuales Minnesota, Wisconsin y Michigan. En la actualidad, la región consiste en colinas bajas y llanuras. La erosión (proceso que desgasta la Tierra) destruyó de forma gradual esos picos. Los cálculos indican que el continente norteamericano está siendo rebajado a un ritmo de unos 3 centímetros cada 1.000 años. A este ritmo, el agua, el viento y el hielo tardarían 100 millones de años en rebajar unas montañas cuya altitud fuera de 3.000 metros.

Pero incluso este lapso de tiempo es relativamente pequeño en la escala temporal de la historia de la Tierra; el registro rocoso contiene pruebas de que la Tierra ha experimentado muchos ciclos de formación y erosión de montañas. En lo referente a la naturaleza en continuo cambio de la Tierra a través de grandes períodos de tiempo, Hutton hizo una afirmación que se convertiría en una cita clásica. En la conclusión de su famoso artículo publicado en 1788 en las *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, afirmó: «Por consiguiente, el resultado de nuestra presente investigación es que no encontramos vestigios de un principio; ni perspectivas de un fin». Una cita de William L. Stokes resume la importancia del concepto básico de Hutton:

> En el sentido de que el uniformismo requiere la actuación de leyes o principios intemporales e invariables, podemos decir que nada de nuestro conocimiento, incompleto, pero extenso, discrepa de él†.

En los capítulos siguientes examinaremos los materiales que componen nuestro planeta y los procesos que

* H. E. Brown, V. E. Monnett y J. W. Stovall, *Introduction to Geology* (Nueva York: Blaisdell, 1958).

† *Essentials of Earth History* (Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1966), pág. 34.

lo modifican. Es importante recordar que, si bien muchos rasgos de los paisajes de nuestro entorno parecen no cambiar durante los decenios que nosotros los observamos, sin embargo, sí están cambiando, pero a escalas temporales del orden de centenares, millares o incluso muchos millones de años.

Tiempo geológico

Aunque Hutton y otros reconocieron que el tiempo geológico es extremadamente largo, no tuvieron métodos para determinar con precisión la edad de la Tierra. Sin embargo, en 1896 se descubrió la radiactividad. La utilización de la radiactividad para datación se intentó por primera vez en 1905 y se ha perfeccionado desde entonces. Los geólogos pueden ahora asignar fechas bastante exactas a acontecimientos de la historia de la Tierra*. Por ejemplo, sabemos que los dinosaurios se extinguieron hace alrededor de 65 millones de años. En la actualidad se sitúa la edad de la Tierra en unos 4.500 millones de años.

La datación relativa y la escala de tiempo geológico

Durante el siglo XIX, mucho antes del advenimiento de la datación radiométrica, se desarrolló una escala de tiempo geológico utilizando los principios de la datación relativa. **Datación relativa** significa que los acontecimientos se colocan en su secuencia u orden apropiados sin conocer su edad en años. Esto se hace aplicando principios como la **ley de superposición** (*super* = sobre, *positum* = situar), que establece que en las capas de rocas sedimentarias o de coladas de lava, la capa más joven se encuentra en la parte superior y la más antigua, en la inferior (en el supuesto de que nada haya volcado las capas, lo cual a veces sucede). El Gran Cañón de Arizona proporciona un buen ejemplo, en el que las rocas más antiguas se sitúan en el interior del desfiladero y las rocas más jóvenes se hallan en el borde. Así, la ley de superposición establece el orden de las capas de roca (pero no, por supuesto, sus edades numéricas). En nuestros días, esta proposición parece elemental, pero hace 300 años, significó un gran avance en el razonamiento científico al establecer una base racional para las determinaciones del tiempo relativo.

Los fósiles, restos o impresiones de vida prehistórica, fueron también esenciales para el desarrollo de la escala de tiempo geológico. Los fósiles son la base del **principio de sucesión biótica,** que establece que *los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable, y, por tanto, cualquier período geológico puede reconocerse por su contenido en fósiles.* Este principio se desarrolló con gran laboriosidad durante decenios recogiendo fósiles de incontables capas de rocas por todo el mundo. Una vez establecido, este principio permitió a los geólogos identificar rocas de la misma edad en lugares completamente separados y construir la escala de tiempo geológico mostrada en la Figura 1.2.

Obsérvese que las unidades en que se divide el tiempo geológico no comprenden necesariamente el mismo número de años. Por ejemplo, el período Cámbrico duró unos 50 millones de años, mientras que el Silúrico abarcó sólo 26 millones. Como destacaremos de nuevo en el Capítulo 9, esta situación existe porque la base para el establecimiento de la escala de tiempo no fue el ritmo regular de un reloj, sino el carácter variable de las formas de vida a lo largo del tiempo. Las fechas absolutas se añadieron mucho después del establecimiento de la escala temporal. Un vistazo a la Figura 1.2 revela también que el eón fanerozoico se divide en muchas más unidades que los eones anteriores aun cuando abarque sólo alrededor del 12 por ciento de la historia de la Tierra. El escaso registro fósil de esos primeros eones es la principal razón de la falta de detalle en esta porción de la escala. Sin fósiles abundantes, los geólogos pierden su principal herramienta para subdividir el tiempo geológico.

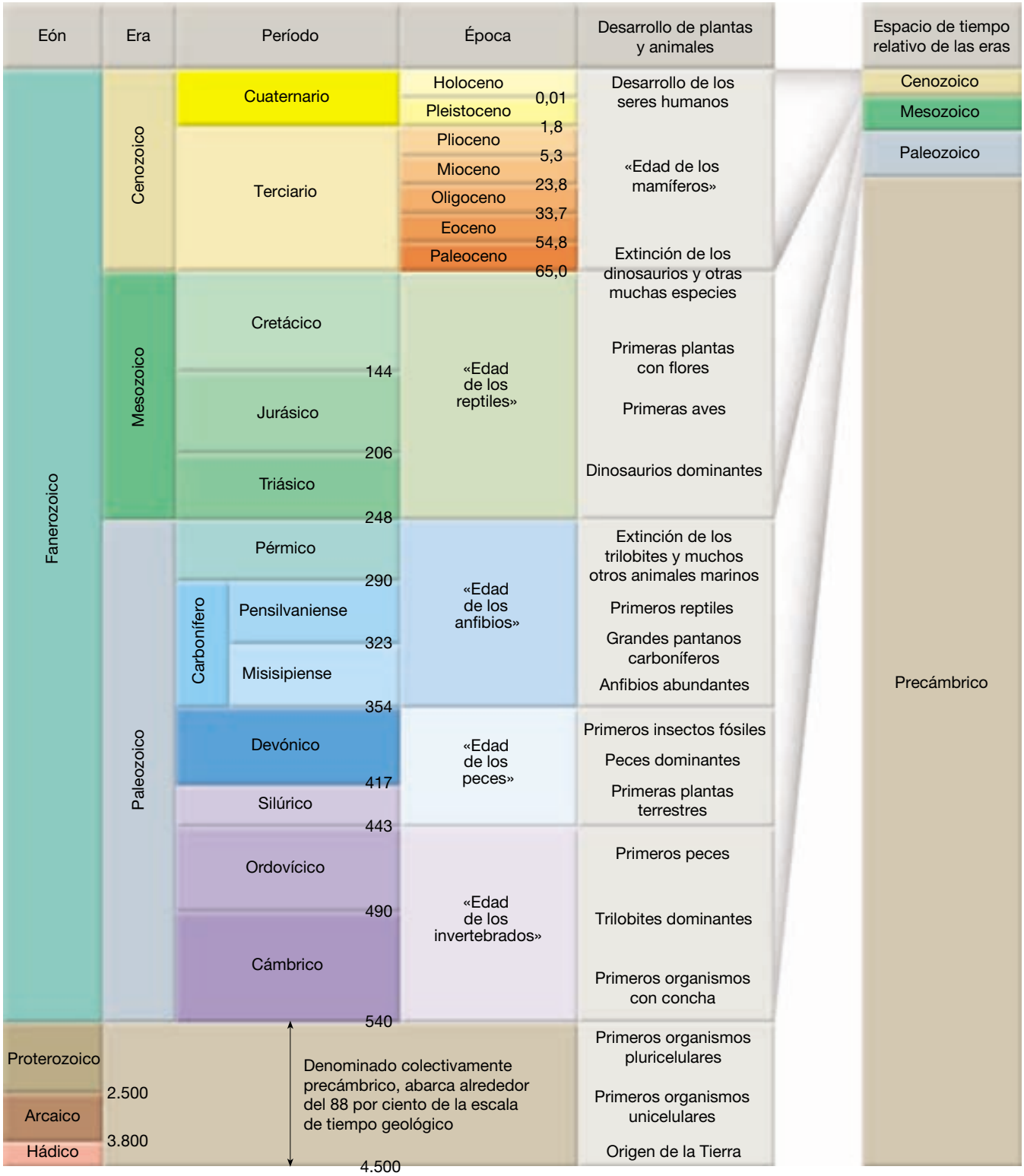
La magnitud del tiempo geológico

El concepto de tiempo geológico es nuevo para muchos no geólogos. Las personas estamos acostumbradas a tratar con incrementos de tiempo que se miden en horas, días, semanas y años. Nuestros libros de Historia suelen examinar acontecimientos que transcurren a lo largo de siglos; ahora bien incluso un siglo es difícil de apreciar por completo. Para la mayoría de nosotros, algo o alguien que tenga 90 años es *muy viejo*, y un artefacto de 1.000 años es *antiguo*.

Por el contrario, quienes estudian la Geología deben tratar a diario con enormes períodos temporales: millones o miles de millones de años. Cuando se contempla en el contexto de 4.500 millones de años de antigüedad de la Tierra, un acontecimiento geológico que ocurrió hace 10 millones de años puede ser calificado de «reciente» por un geólogo, y una muestra de roca que haya sido fechada en 10 millones de años puede denominarse «joven».

En el estudio de la Geología, es importante la apreciación de la magnitud del tiempo geológico, porque muchos procesos son tan graduales que se necesitan enormes lapsos de tiempo antes de que se produzcan resultados significativos.

* En el Capítulo 9 hay una discusión más completa sobre esta cuestión.



▲ **Figura 1.2** Escala de tiempo geológico. Las cifras indicadas en la escala vertical representan el tiempo en millones de años antes del presente. Estas fechas fueron añadidas mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. El Precámbrico representa más del 88 por ciento del tiempo geológico. (Datos procedentes de la Sociedad Geológica de América.)

¿Qué representan 4.500 millones de años? Si empezáramos a contar a un ritmo de un número por segundo y continuáramos 24 horas al día, siete días a la semana y nunca paráramos, ¡tardaríamos aproximadamente dos vidas (150 años) en alcanzar los 4.500 millones! Otra interesante base de comparación es la siguiente:

> Comprimamos, por ejemplo, los 4.500 millones de años de tiempo geológico en un solo año. A esa escala, las rocas más antiguas que conocemos tienen fecha de mediados de marzo. Los seres vivos aparecieron en el mar por primera vez en mayo. Las plantas y los animales terrestres emergieron a finales de noviembre y las amplias ciénagas que formaron los depósitos de carbón florecieron aproximadamente durante cuatro días a principios de diciembre. Los dinosaurios dominaron la Tierra a mediados de diciembre, pero desaparecieron el día 26, más o menos a la vez que se levantaron por primera vez las Montañas Rocosas. Criaturas de aspecto humano aparecieron en algún momento de la tarde del 31 de diciembre y los casquetes polares más recientes empezaron a retroceder desde el área de los Grandes Lagos y el norte de Europa alrededor de 1 minuto y 15 segundos antes de la media noche del 31. Roma gobernó el mundo occidental durante cinco segundos, desde las 11 h 59,45 hasta las 11 h 59,50. Colón descubrió América tres segundos antes de la medianoche, y la ciencia de la Geología nació con los escritos de James Hutton pasado un poco el último segundo del final de nuestro memorable año*.

Lo anterior no es más que una de las muchas analogías que se han concebido en un intento por comunicar la magnitud del tiempo geológico. Aunque útiles, todas ellas, por muy inteligentes que sean, sólo empiezan a ayudarnos a comprender la vasta extensión de la historia de la Tierra.

Naturaleza de la investigación científica

Toda la ciencia se basa en la suposición de que el mundo natural se comporta de una manera constante y predecible que puede comprenderse mediante el estudio atento y sistemático. El objetivo general de la ciencia es descubrir los modelos subyacentes en la naturaleza y luego utilizar ese conocimiento para hacer predicciones sobre lo que cabría o no cabría esperar que ocurriera dados ciertos hechos y circunstancias. Por ejemplo, sabiendo cómo se forman los depósitos de petróleo, los geólogos pueden predecir los sitios más favorables para la exploración y, quizá igual de importante, cómo evitar las regiones con escaso o nulo potencial.

El desarrollo de nuevos conocimientos científicos implica algunos procesos lógicos básicos que son universalmente aceptados. Para determinar qué está ocurriendo en el mundo natural, los científicos recogen «datos» científicos a través de la observación y la medida. Como el error es inevitable, la exactitud de una medida o una observación particulares es siempre cuestionable. No obstante, esos datos son esenciales para la ciencia y sirven como trampolín para el desarrollo de las teorías científicas (*véase* Recuadro 1.1).

Hipótesis

Una vez recogidos los datos y formulados los principios que describen un fenómeno natural, los investigadores intentan explicar cómo o por qué las cosas suceden de la manera observada. Lo hacen elaborando una explicación provisional (o no probada), que denominamos una **hipótesis** científica o **modelo.** (El término *modelo*, aunque a menudo se utiliza como sinónimo de hipótesis, es un término menos preciso, ya que también se emplea a veces para describir una teoría científica.) Es mejor que un investigador pueda formular más de una hipótesis para explicar un conjunto determinado de observaciones. Si un solo investigador no puede idear múltiples modelos, los otros miembros de la comunidad científica desarrollarán casi siempre explicaciones alternativas. Con frecuencia, a todo ello le sigue un debate encendido. Como consecuencia, quienes proponen modelos opuestos llevan a cabo una investigación extensa y los resultados se ponen a disposición del resto de la comunidad científica a través de las publicaciones científicas.

Antes de que una hipótesis sea aceptada como parte del conocimiento científico, debe someterse a pruebas y análisis objetivos. (Si una hipótesis no puede probarse, no es científicamente útil, por muy interesante que pueda parecer.) El proceso de verificación requiere que las *predicciones* se hagan según el modelo que se esté considerando y que las predicciones se prueben comparándolas con observaciones objetivas de la naturaleza. En otras palabras, las hipótesis deben poder aplicarse a observaciones distintas de las utilizadas para formularlas en primer lugar. A la larga, las hipótesis que suspenden esta prueba se descartan. La historia de la ciencia está repleta de hipótesis descartadas. Una de las mejor conocidas es la idea de que la Tierra era el centro del universo, una propuesta que se sustentaba en el aparente movimiento diario del Sol, la Luna y las estrellas alrededor de la Tierra. Como afirmó con tanta habilidad el matemático Jacob Bronowski: «La

* Don L. Eicher, *Geologic Time*, segunda edición (Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1978), págs. 18-19. Reimpreso con permiso.



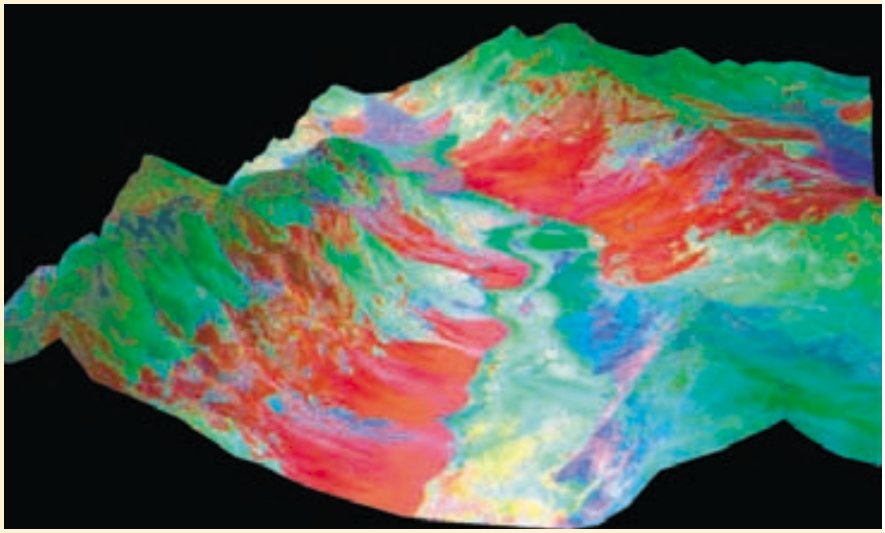
Recuadro 1.1 ▶ Entender la Tierra

El estudio de la Tierra desde el espacio

Los datos científicos se recogen de muchas maneras, como en los estudios de laboratorios y en las observaciones y mediciones de campo. Las imágenes de satélite como la que muestra la Figura 1.A son otra fuente de datos útil. Estas imágenes proporcionan perspectivas difíciles de obtener mediante otras fuentes más tradicionales. Además, los instrumentos de alta tecnología instalados a bordo de muchos satélites permiten a los científicos recoger información de regiones remotas cuyos datos serían escasos de otro modo.

En la imagen de la Figura 1.A se ha empleado el Radiómetro Espacial de Emisión y Reflexión Térmica Avanzado (ASTER). Puesto que los distintos materiales reflejan y emiten la energía de maneras diferentes, ASTER puede proporcionar información detallada sobre la composición de la superficie de la Tierra. La Figura 1.A es una imagen tridimensional enfocada hacia el norte del Valle de la Muerte, en California. Los datos han sido realzados por computador para exagerar las variaciones de color que destacan las diferencias en los tipos de materiales de la superficie.

Los depósitos de sal del fondo del Valle de la Muerte aparecen como sombras amarillas, verdes, moradas y rosas, indicando la presencia de carbonatos, sulfatos y cloruros. Las Montañas Panamint al oeste (izquierda) y las Montañas Black al este están formadas por calizas, areniscas y lutitas sedimentarias, y rocas metamórficas. En las zonas de color rojo brillante domina el cuarzo, que se encuentra en la arenisca; las zonas de color verde son calizas. En la parte central inferior de la imagen aparece Badwater, el punto más bajo de Norteamérica.



▲ **Figura 1.A** Esta imagen de satélite muestra información detallada sobre la composición de los materiales de la superficie en el Valle de la Muerte, California. Se realizó superponiendo los datos del infrarrojo térmico nocturno, adquiridos el 7 de abril de 2000, a los datos topográficos del Servicio Geológico de los Estados Unidos. (Imagen cortesía de la NASA.)

ciencia es muchas cosas, pero al final todos vuelven a esto: la ciencia es la aceptación de lo que funciona y el rechazo de lo que no lo hace».

Teoría

Cuando ha sobrevivido a una comprobación intensiva y cuando se han eliminado los modelos competidores, una hipótesis puede ser elevada al estatus de **teoría** científica. En el lenguaje cotidiano solemos decir «eso es sólo una teoría». Pero una teoría científica es una visión bien comprobada y ampliamente aceptada que, en opinión de la comunidad científica, es la que mejor explica ciertos hechos observables.

Las teorías muy documentadas se sostienen con un elevado grado de confianza. Las teorías de esta talla con un gran alcance tienen un estatus especial. Se denominan **paradigmas,** porque explican una gran cantidad de aspectos interrelacionados del mundo natural. Por ejemplo, la teoría de la tectónica de placas es un paradigma de las ciencias geológicas que proporciona un marco para la comprensión del origen de las montañas, los terremotos y la actividad volcánica. Además, la tectónica de placas explica la evolución de los continentes y las cuencas oceánicas a lo largo del tiempo (tema que consideraremos más adelante en este capítulo).

El método científico

El proceso que se acaba de describir, en el cual los investigadores recogen datos a través de observaciones y formulan hipótesis y teorías científicas, se denomina *método científico.* Al contrario de la creencia popular, el método científico no es una receta estándar que los científicos aplican de una manera rutinaria para desenmarañar los secretos de nuestro mundo natural. Antes bien, es una empresa que implica creatividad e intuición. Rutherford y Ahlgren lo expresaron de esta forma: «Inventar hipóte-

sis o teorías para imaginar cómo funciona el mundo y luego apañárselas para ponerlas a prueba con los hechos reales es tan creativo como escribir poesía, componer música o diseñar rascacielos»*.

No hay un camino fijo que los científicos puedan seguir siempre y les conduzca infaliblemente al conocimiento científico. No obstante, en muchas investigaciones científicas intervienen las siguientes etapas: (1) recogida de datos científicos a través de la observación y la medida; (2) desarrollo de una o varias hipótesis de trabajo que expliquen esos datos; (3) desarrollo de observaciones y experimentos para probar la hipótesis; y (4) aceptación, modificación o rechazo de las hipótesis sobre la base de extensas pruebas (*véase* Recuadro 1.2).

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En clase, se comparó una hipótesis con una teoría. ¿En qué se diferencian cada una ellas de una ley científica?

Una *ley* científica es un principio básico que describe un comportamiento particular de la naturaleza que, en general, tiene un alcance reducido y se puede exponer brevemente, a menudo como una ecuación matemática simple. Dado que se ha demostrado una y otra vez que las leyes científicas coinciden con las observaciones y las medidas, se descartan en muy pocas ocasiones. Sin embargo, puede ser necesario modificar las leyes para ajustarlas a los nuevos descubrimientos. Por ejemplo, las leyes del movimiento de Newton son todavía útiles para las aplicaciones cotidianas (la NASA las utiliza para calcular las trayectorias de los satélites), pero no funcionan a velocidades próximas a la velocidad de la luz. Por ello, han sido sustituidas por la teoría de la relatividad de Einstein.

Otros descubrimientos científicos pueden proceder de ideas simplemente teóricas, que se enfrentan resueltamente a un extenso examen. Algunos investigadores utilizan computadores de gran velocidad para simular lo que sucede en el mundo «real». Estos modelos son útiles para tratar los procesos naturales que suceden en escalas de tiempo muy largas o que se producen en lugares extremos o inaccesibles. También, otros avances científicos tienen lugar después de un suceso totalmente inesperado durante un experimento. Estos descubrimientos casuales son más que pura suerte; como dijo Louis Pasteur, «en el campo de la observación, la suerte favorece sólo a la mente preparada».

* F. James Rutherford y Andrew Ahlgren, *Science for All Americans* (Nueva York: Oxford University Press, 1990), pág. 7.

El conocimiento científico se adquiere a través de varias vías, de modo que quizá sea mejor describir la naturaleza de la investigación científica como métodos de la ciencia y no como el método científico. Además, debe recordarse siempre que incluso las teorías científicas más convincentes siguen siendo sólo explicaciones simplificadas del mundo natural.

La tectónica de placas y la investigación científica

En las páginas de este libro tendrá muchas oportunidades para desarrollar y reforzar su comprensión sobre el funcionamiento de la ciencia y, en particular, sobre el funcionamiento de la Geología. Aprenderá los métodos de recogida de datos y desarrollará un sentido de las técnicas de observación y los procesos de razonamiento que utilizan los geólogos. El Capítulo 2, «Tectónica de placas: el desarrollo una revolución científica», es un ejemplo excelente.

En las últimas décadas, se ha aprendido mucho sobre la dinámica de nuestro planeta. Este período ha constituido una revolución sin igual en nuestra comprensión de la Tierra. La revolución empezó a principios del siglo XX con la propuesta radical de la *deriva continental*, la idea de que los continentes se movían sobre la superficie del planeta. Esta hipótesis contradecía el punto de vista establecido, según el cual los continentes y las cuencas oceánicas eran características permanentes y estacionarias sobre la superficie terrestre. Por esta razón, la idea de los continentes a la deriva se recibió con gran escepticismo. Tuvieron que pasar más de 50 años antes de que se recogieran datos suficientes para transformar esta hipótesis controvertida en una teoría sólida que enlazara todos los procesos básicos que, se sabía, actuaban en la Tierra. La teoría que finalmente apareció, denominada **teoría de la tectónica de placas,** proporcionó a los geólogos el primer modelo exhaustivo del funcionamiento interno de la Tierra.

Al leer el Capítulo 2, no sólo adquirirá conocimientos sobre el funcionamiento de nuestro planeta, sino que, además, verá un ejemplo excelente de cómo las «verdades» geológicas se ponen al descubierto y se reelaboran.

Una visión de la Tierra



Introducción a la Geología
▼ Una visión de la Tierra

Una imagen de la Tierra proporcionó a los astronautas del *Apolo 8* y al resto de la humanidad una perspectiva única de nuestro planeta. Vista desde el espacio, la Tierra es espectacular por su belleza y llamativa por su soledad.



Recuadro 1.2 ▶ Entender la Tierra

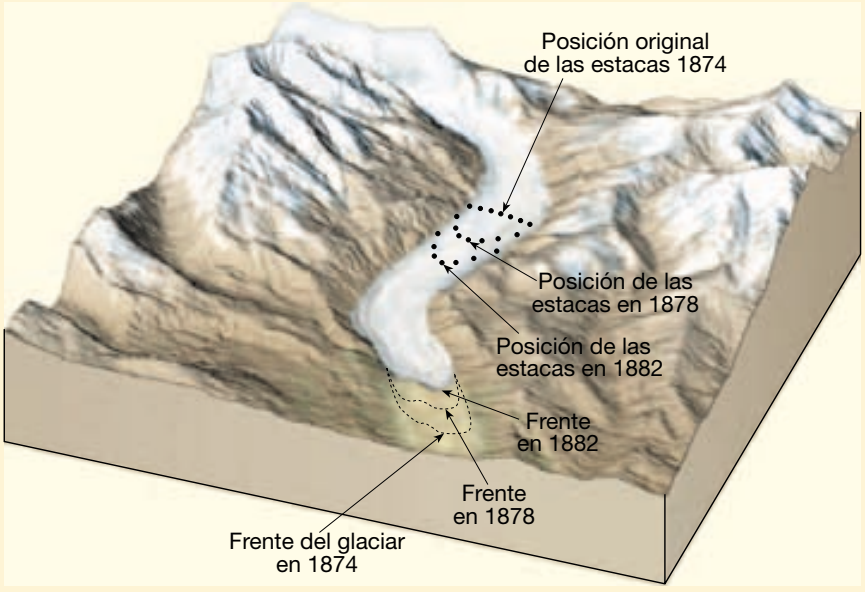
¿Se mueven los glaciares? Una aplicación del método científico

El estudio de los glaciares proporciona una temprana aplicación del método científico. En las zonas altas de los Alpes suizos y franceses existen pequeños glaciares en las zonas superiores de algunos valles. A finales del siglo XVIII y principios del XIX, los agricultores y ganaderos de esos valles sugerían que los glaciares de los trechos más elevados de los valles habían sido antiguamente mucho mayores y ocupado las zonas bajas del valle. Basaban su explicación en el hecho de que en el suelo de los valles se encontraban cantos angulosos y otros derrubios rocosos dispersos que parecían idénticos a los materiales que podían ver en los glaciares y cerca de ellos en las cabeceras de los valles.

Aunque la explicación para estas observaciones parecía lógica, otros no aceptaban la idea de que masas de hielo de centenares de metros de grosor fueran capaces de moverse. El desacuerdo se resolvió al diseñarse y llevarse a cabo un experimento sencillo para comprobar la hipótesis de que el hielo del glaciar podía moverse.

Se colocaron marcadores en línea recta atravesando por completo un glaciar alpino, y la posición de la línea se señaló en las paredes del valle de manera que, si el hielo se movía, pudiera detectarse el cambio de posición. Después de un año o dos, los resultados eran claros: los marcadores colocados en el glaciar habían descendido por el valle, demostrando que el hielo glaciar se mueve. Además, el experimento demostró que, dentro de un glaciar, el hielo no se mueve a una velocidad uniforme, porque los marcadores del centro avanzaban más deprisa que los que había a lo largo de los márgenes. Aunque la mayor parte de los glaciares se mueve demasiado despacio para una detección visual directa, el experimento demostró de manera satisfactoria que se produce movimiento. En los años siguientes se repitió muchas veces este experimento utilizando técnicas de vigilancia más modernas y precisas. Cada vez, se verificaron las relaciones básicas establecidas por los primeros intentos.

El experimento ilustrado en la Figura 1.B se llevó a cabo en el glaciar Rhone suizo a finales del siglo XIX. No sólo permitió trazar el movimiento de los marcadores dentro del hielo, sino también cartografiar la posición del frente del glaciar. Obsérvese que, aun cuando el hielo situado dentro del glaciar estuviera avanzando, el frente de hielo estaba retrocediendo. Como suele ocurrir en ciencia, las observaciones y los experimentos diseñados para comprobar una hipótesis proporcionan nueva información que precisa análisis y explicación ulteriores.



▲ **Figura 1.B** Movimiento del hielo y cambios en el frente del glaciar Rhone, Suiza. En este estudio clásico de un glaciar de valle, el movimiento de las estacas demostró claramente que el hielo se mueve más despacio a lo largo de los lados del glaciar. Obsérvese también que, aun cuando el frente de hielo estaba retrocediendo, el hielo dentro del glaciar seguía avanzando.

Una imagen como ésta nos recuerda que la Tierra es, después de todo, un planeta pequeño, autónomo y, de algún modo, incluso frágil.

A medida que nos acercamos a nuestro planeta desde el espacio, se pone de manifiesto que la Tierra es mucho más que roca y suelo. De hecho, los rasgos más llamativos no son los continentes, sino las nubes turbulentas suspendidas encima de la superficie y el enorme océano global. Estas características subrayan la importancia del aire y el agua en nuestro planeta.

La visión cercana de la Tierra desde el espacio nos ayuda a apreciar por qué el medio físico se divide tradicionalmente en tres partes principales: la porción de agua de nuestro planeta, la hidrosfera; el envoltorio gaseoso de la Tierra, la atmósfera; y, por supuesto, la Tierra sólida.

Debe destacarse que nuestro medio ambiente está muy integrado. No está dominado únicamente por rocas, agua o aire. En cambio, se caracteriza por interacciones continuas entre ellas a medida que el aire entra en con-

tacto con las rocas, las rocas con el agua y el agua con el aire. Además, la biosfera, que constituye la totalidad de vida vegetal y animal sobre nuestro planeta, interacciona con cada uno de los tres reinos físicos y es una parte igualmente integrada del planeta. Así, se puede pensar que la Tierra está formada por cuatro esferas principales: la hidrosfera, la atmósfera, la Tierra sólida y la biosfera.

Las interacciones entre las cuatro esferas de la Tierra son incalculables. La línea de costa es un lugar obvio de encuentro entre las rocas, el agua y el aire. Las olas oceánicas, que se forman por el arrastre de aire que se mueve sobre el mar, se rompen contra la costa rocosa. La fuerza del agua puede ser poderosa y el trabajo de erosión que se lleva a cabo, importante.

Hidrosfera

A la Tierra se le llama a veces el planeta *azul*. El agua, más que cualquier otra cosa, hace que la Tierra sea única. La **hidrosfera** es una masa de agua dinámica que está en movimiento continuo, evaporándose de los océanos a la atmósfera, precipitándose sobre la Tierra y volviendo de nuevo al océano por medio de los ríos. El océano global es, por supuesto, el rasgo más destacado de la hidrosfera: cubre casi el 71 por ciento de la superficie terrestre hasta una profundidad media de unos 3.800 metros y representa alrededor del 97 por ciento del agua de la Tierra. Sin embargo, la hidrosfera incluye también el agua dulce que se encuentra en los torrentes, lagos y glaciares. Además, el agua es un componente importante de todos los seres vivos.

Aunque estas últimas fuentes constituyen tan sólo una diminuta fracción del total, son mucho más importantes de lo que indica su escaso porcentaje. Además de proporcionar el agua dulce, tan vital para la vida en la Tierra, los torrentes, glaciares y aguas subterráneas son responsables de esculpir y crear muchos de los variados paisajes de nuestro planeta.

Atmósfera

La Tierra está rodeada de una capa gaseosa denominada **atmósfera.** En comparación con la Tierra sólida, la atmósfera es delgada y tenue. La mitad se encuentra por debajo de una altitud de 5,6 kilómetros y el 90 por ciento ocupa una franja de tan sólo 16 kilómetros desde la superficie de la tierra. En comparación, el radio de la Tierra sólida (distancia desde la superficie hasta el centro) es de unos 6.400 kilómetros. A pesar de sus modestas dimensiones, este delgado manto de aire es una parte integral del planeta. No sólo proporciona el aire que respiramos, sino que también nos protege del intenso calor solar y de las peligrosas radiaciones ultravioletas. Los intercambios de energía que se producen de manera continua entre la atmósfera y la superficie de la Tierra y entre la atmósfera y el espacio, producen los efectos que denominamos tiempo y clima.

Si, como la Luna, la Tierra no tuviera atmósfera, nuestro planeta no sólo carecería de vida, sino que, además, no actuarían muchos de los procesos e interacciones que hacen de la superficie un lugar tan dinámico. Sin la meteorización y la erosión, la faz de nuestro planeta se parecería mucho a la superficie lunar, que no ha cambiado apreciablemente en casi tres mil millones de años de historia.

Biosfera

La **biosfera** incluye toda la vida en la Tierra. Está concentrada cerca de la superficie en una zona que se extiende desde el suelo oceánico hasta varios kilómetros de la atmósfera. Las plantas y los animales dependen del medio ambiente físico para los procesos básicos de la vida. Sin embargo, los organismos hacen algo más que responder a su medio ambiente físico. A través de incontables interacciones, las formas de vida ayudan a mantener su medio y lo alteran. Sin la vida, la constitución y la naturaleza de la Tierra sólida, la hidrosfera y la atmósfera serían muy diferentes.

Tierra sólida

Debajo de la atmósfera y los océanos se encuentra la Tierra sólida. Gran parte de nuestro estudio de la Tierra sólida se concentra en los accidentes geográficos superficiales más accesibles. Por fortuna, muchos de estos accidentes representan las expresiones externas del comportamiento dinámico de los materiales que se encuentran debajo de la superficie. Examinando los rasgos superficiales más destacados y su extensión global, podemos obtener pistas para explicar los procesos dinámicos que han conformado nuestro planeta. Un primer vistazo a la estructura del interior de la Tierra y a las principales estructuras de la superficie de la Tierra sólida se presentará más adelante en este capítulo.

La Tierra como un sistema

Cualquiera que estudie la Tierra aprende pronto que nuestro planeta es un cuerpo dinámico con muchas partes o *esferas* separadas pero interactuantes. La hidrosfera, la atmósfera, la biosfera, la Tierra sólida y todos sus componentes pueden estudiarse por separado. Sin embargo, las partes no están aisladas. Cada una se relaciona de alguna manera con las otras para producir un todo complejo y continuamente interactuante que denominamos *sistema Tierra.*

La ciencia del sistema Tierra

Un ejemplo sencillo de las interacciones entre distintas partes del sistema Tierra tiene lugar cada invierno, cuando la humedad se evapora del océano Pacífico y cae después

en forma de lluvia en las colinas del sur de California, provocando deslizamientos destructivos. Los procesos que mueven el agua desde la hidrosfera hacia la atmósfera y luego hacia la Tierra sólida tienen un profundo impacto en las plantas y los animales (incluidos los seres humanos) que habitan las regiones afectadas.

Los científicos han reconocido que para comprender mejor nuestro planeta, debemos aprender cómo están interconectados sus componentes (tierra, agua, aire y formas de vida). Esta tentativa, denominada *ciencia del sistema Tierra*, tiene el objetivo de estudiar la Tierra como un *sistema* compuesto por numerosas partes interactuantes o *subsistemas*. Mediante un enfoque interdisciplinario, quienes practican la ciencia del sistema Tierra intentan alcanzar el nivel de comprensión necesario para entender y resolver muchos de nuestros problemas ambientales globales.

¿Qué es un sistema? Muchos de nosotros oímos y utilizamos el término *sistema* a menudo. Quizá atendamos al *sistema* de enfriamiento de nuestro coche, hagamos uso del *sistema* de transporte de la ciudad y participemos en el *sistema* político. Una noticia quizá nos informe de la aproximación de un *sistema* meteorológico. Además, sabemos que la Tierra es tan sólo una pequeña parte de un gran sistema conocido como *Sistema Solar*, que, a su vez, es un subsistema de un sistema todavía mayor llamado Vía Láctea.

Una definición poco precisa de **sistema** podría ser la de un grupo, de cualquier tamaño, de partes interactuantes que forman un todo complejo. La mayoría de los sistemas naturales pueden funcionar gracias a fuentes de energía que desplazan la materia o la energía de un lugar a otro. Una analogía simple es un sistema de enfriamiento de un coche, que contiene un líquido (habitualmente agua y anticongelante) que sale del motor hacia el radiador y vuelve. El papel de este sistema es transferir el calor generado por combustión en el motor al radiador, donde el aire en movimiento lo hace salir del vehículo. De ahí el término sistema de enfriamiento.

Los sistemas como el de enfriamiento de un coche son autónomos con respecto a la materia y se denominan **sistemas cerrados.** Aunque la energía se desplaza libremente dentro y fuera de un sistema cerrado, no entra ni sale materia (líquido en el caso de nuestro sistema de enfriamiento de un coche) del sistema. (En el supuesto de que no haya una fuga en el radiador.) Por el contrario, la mayoría de los sistemas naturales son **sistemas abiertos** y son mucho más complicados que el ejemplo anterior. En un sistema abierto, tanto la energía como la materia fluyen hacia dentro y hacia fuera del sistema. En un sistema meteorológico como un huracán, factores como la cantidad de vapor de agua disponible para la formación de nubes, la cantidad de calor liberado por el vapor de agua que se condensa y la corriente de aire que entra y sale de la tormenta pueden fluctuar mucho. En ocasiones la tormenta puede fortalecerse; en otras ocasiones puede permanecer estable o debilitarse.

Mecanismos de realimentación. La mayoría de los sistemas naturales tiene mecanismos que tienden a intensificar el cambio, así como otros mecanismos que tienden a resistirlo y, de este modo, estabilizar el sistema. Por ejemplo, cuando tenemos demasiado calor, transpiramos para enfriarnos. Este fenómeno de enfriamiento sirve para estabilizar nuestra temperatura corporal y se denomina **mecanismo de realimentación negativa.** Los mecanismos de realimentación negativa sirven para mantener el sistema tal como es o, en otras palabras, para mantener el *status quo*. Por el contrario, los mecanismos que intensifican o impulsan el cambio se denominan **mecanismos de realimentación positiva.**

La mayoría de los sistemas terrestres, en especial el sistema climático, contienen una amplia variedad de mecanismos de realimentación negativa y positiva. Por ejemplo, pruebas científicas sustanciales indican que la Tierra ha entrado en un período de calentamiento global. Una consecuencia del calentamiento global es que algunos de los glaciares y los casquetes polares han empezado a fundirse. Las superficies cubiertas por nieve o hielo, muy reflectantes, están siendo sustituidas de una manera gradual por suelos marrones, árboles verdes u océanos azules, todos ellos más oscuros, de modo que absorben más luz solar. El resultado es una realimentación positiva que contribuye al calentamiento.

Por otro lado, un aumento de la temperatura global también provoca un incremento de la evaporación del agua de la superficie continental y oceánica de la Tierra. Un resultado de la existencia de más vapor de agua en el aire es el aumento del espesor de las nubes. Como la parte superior de las nubes es blanca y reflectante, una mayor cantidad de luz solar se refleja de nuevo hacia el espacio, con lo cual se reduce la cantidad de luz solar que llega a la superficie terrestre y las temperaturas globales disminuyen. Además, las temperaturas más cálidas tienden a fomentar el crecimiento de la vegetación. Las plantas, a su vez, toman el dióxido de carbono (CO_2) del aire. Como el dióxido de carbono es uno de los *gases invernadero* de la atmósfera, su eliminación tiene un impacto negativo en el calentamiento global*.

Además de los procesos naturales, debemos considerar el factor humano. La tala y el desbroce extensivos de las selvas y la quema de los combustibles fósiles (petróleo, gas natural y carbón) provocan un aumento del

* Los gases invernadero absorben la energía calorífica emitida por la Tierra y de este modo ayudan a mantener la atmósfera cálida.

CO_2 atmosférico. Esta actividad parece haber contribuido al aumento de la temperatura global que nuestro planeta está experimentando. Una de las tareas abrumadoras de los científicos del sistema Tierra es predecir cómo será el clima en el futuro teniendo en cuenta muchas variables: los cambios tecnológicos, las tendencias de la población y el impacto general de numerosos mecanismos de alimentación positiva y negativa.

El sistema Tierra

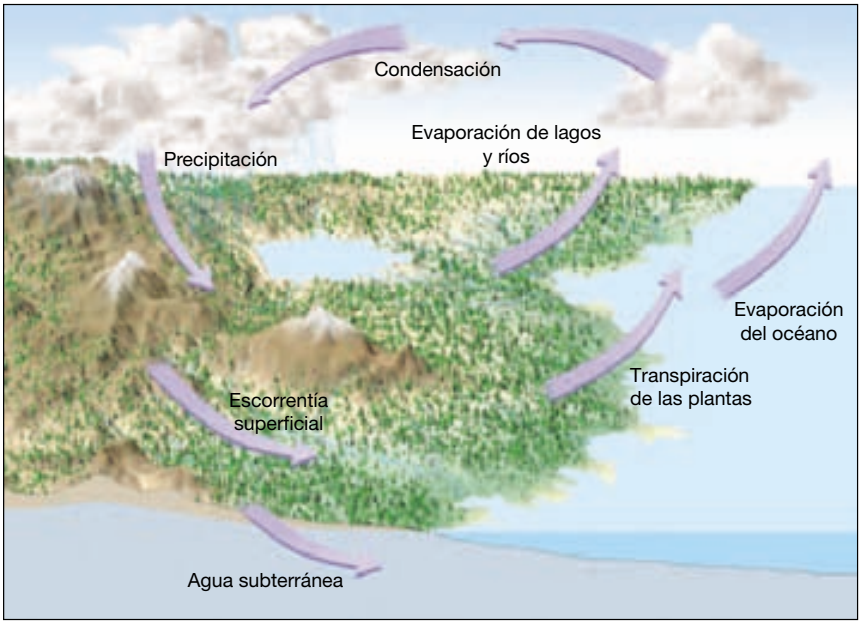
El sistema Tierra tiene una serie casi infinita de subsistemas en los que la materia se recicla una y otra vez. Un subsistema conocido es el *ciclo hidrológico* (Figura 1.3). Representa la circulación sin fin del agua terrestre entre la hidrosfera, la atmósfera, la biosfera y la Tierra sólida. El agua entra en la atmósfera por evaporación desde la superficie de la Tierra y por transpiración desde las plantas. El vapor de agua se condensa en la atmósfera y forma nubes, que a su vez producen precipitación que cae de nuevo sobre la superficie terrestre. Una parte de la lluvia que cae sobre la superficie penetra y es absorbida por las plantas o se convierte en agua subterránea, mientras otra parte fluye por la superficie hacia el océano.

El sistema Tierra es impulsado por la energía procedente de dos fuentes. El Sol impulsa los procesos externos que tienen lugar en la atmósfera, la hidrosfera y la superficie de la tierra. El tiempo y el clima, la circulación oceánica y los procesos erosivos son accionados por la energía del Sol. El interior de la Tierra es la segunda fuente de energía. El calor que queda de cuando se formó nuestro planeta y el calor que está siendo continuamente generado por la desintegración radiactiva impulsan los procesos internos que producen los volcanes, los terremotos y las montañas.

Las partes del sistema Tierra están relacionadas, de manera que un cambio en una de ellas puede producir cambios en otra o en todas las demás. Por ejemplo, cuando un volcán hace erupción, la lava del interior de nuestro planeta puede fluir en la superficie y bloquear un valle próximo. Esta nueva obstrucción influye en el sistema de drenaje de la región creando un lago o haciendo que las corrientes de agua cambien su curso. Las grandes cantidades de cenizas y gases volcánicos que pueden emitirse durante una erupción pueden ascender a las capas altas de la atmósfera e influir en la cantidad de energía solar que llega a la superficie. El resultado sería una disminución de las temperaturas del aire en todo el hemisferio.

Allí donde la superficie es cubierta por coladas de lava o por un grueso estrato de ceniza volcánica, los suelos existentes son enterrados. Esto hace que los procesos de formación del suelo empiecen de nuevo a transformar el nuevo material superficial en suelo. El suelo que finalmente se forma reflejará la interacción entre muchas partes del sistema Tierra. Por supuesto, habría también cambios significativos en la biosfera. Algunos organismos y su hábitat serían eliminados por la lava y las cenizas, mientras que se crearían nuevos ámbitos de vida, como los lagos. El posible cambio climático podría afectar también a algunas formas de vida.

Los seres humanos son *parte* del sistema Tierra, un sistema en el cual los componentes vivos y no vivos están entrelazados e interconectados. Por consiguiente, nuestras acciones producen cambios en todas las otras partes. Cuando quemamos gasolina y carbón, construimos rom-



◀ **Figura 1.3** El ciclo hidrológico es tan sólo uno de los numerosos subsistemas de la Tierra. El agua de nuestro planeta está en un ciclo constante entre las cuatro esferas terrestres.

peolas a lo largo de la línea de costa, eliminamos nuestros residuos y preparamos los terrenos para cultivo, hacemos que otras partes del sistema respondan, a menudo de manera imprevista. A lo largo de todo este libro conoceremos muchos de los subsistemas de la Tierra: el sistema hidrológico, el sistema tectónico (formación de montañas) y el ciclo de las rocas, por citar unos pocos. Recordemos que estos componentes y *nosotros*, *los seres humanos*, formamos todos parte del todo interactuante complejo que denominamos sistema Tierra.

Evolución temprana de la Tierra

Los terremotos recientes causados por los desplazamientos de la corteza terrestre, junto con las lavas procedentes de la erupción de volcanes activos, representan sólo el último de una larga serie de acontecimientos por medio de los cuales nuestro planeta ha alcanzado su forma y su estructura actuales. Los procesos geológicos que se producen en el interior de la Tierra se pueden comprender mejor cuando se observan en el contexto de acontecimientos muy anteriores en la historia de la Tierra.

El origen del planeta Tierra

El siguiente escenario describe las opiniones más ampliamente aceptadas sobre el origen de nuestro Sistema Solar. Aunque este modelo se presenta como un hecho, recuerde que como todas las hipótesis científicas, ésta está sujeta a revisión y expuesta incluso al rechazo absoluto. Sin embargo, continúa siendo el conjunto de ideas más coherente para explicar lo que observamos en la actualidad.

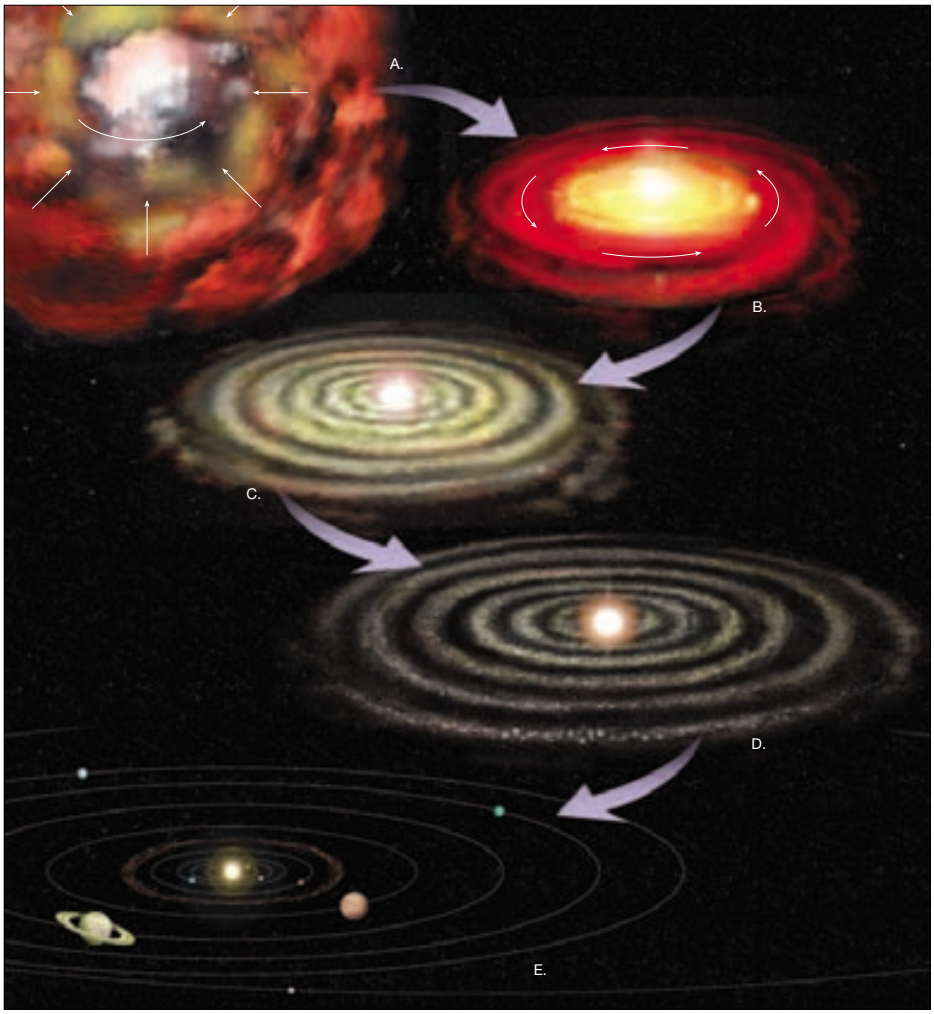
Nuestro escenario empieza hace unos 12.000 a 15.000 millones de años con el *Big Bang*, una explosión incomprensiblemente grande que lanzó hacia el exterior toda la materia del universo a velocidades increíbles. En ese momento, los restos de la explosión, que consistían casi por completo en hidrógeno y helio, empezaron a enfriarse y condensarse en las primeras estrellas y galaxias. En una de estas galaxias, la Vía Láctea, fue donde nuestro Sistema Solar y el planeta Tierra tomaron forma.

La Tierra es uno de los nueve planetas que, junto con aproximadamente una docena de lunas y numerosos cuerpos más pequeños, gira alrededor del Sol. La naturaleza ordenada de nuestro Sistema Solar lleva a la mayoría de los investigadores a deducir que la Tierra y los otros planetas se formaron esencialmente al mismo tiempo, y de la misma materia primordial, que el Sol. La **hipótesis de la nebulosa primitiva** sugiere que los cuerpos de nuestro Sistema Solar se formaron a partir de una enorme nube en rotación denominada **nebulosa solar** (Figura 1.4). Además de los átomos de hidrógeno y helio generados durante el *Big Bang*, granos de polvo microscópicos y la materia expulsada de estrellas muertas desde hacía tiempo formaban la nebulosa solar. (La fusión nuclear en las estrellas convierte el hidrógeno y el helio en los otros elementos que se hallan en el universo.)

Hace cerca de 5.000 millones de años, esta inmensa nube de gases y granos diminutos de elementos más pesados empezó a contraerse lentamente debido a las interacciones gravitacionales entre sus partículas. Una influencia externa, como una onda de choque procedente de una explosión catastrófica (*supernova*), pudo haber provocado el colapso. Al contraerse, esta nube que giraba lentamente en espiral rotaba cada vez más deprisa por el mismo motivo por el que lo hace un patinador sobre hielo cuando repliega los brazos sobre sí mismo. Al final, la atracción gravitacional se equilibró con la fuerza centrífuga causada por el movimiento rotacional de la nube (Figura 1.4). Pero esta vez, la nube, antes extensa, había adoptado la forma de un disco plano con una gran concentración de material en el centro denominada *protosol* (Sol en formación). (Los astrónomos están bastante seguros de que la nebulosa formó un disco porque se han detectado estructuras similares alrededor de otras estrellas.)

Durante el colapso, la energía gravitacional se convirtió en energía térmica (calor), lo cual hizo que la temperatura del interior de la nebulosa aumentara espectacularmente. A estas temperaturas elevadas, los granos de polvo se descompusieron en moléculas y partículas atómicas. Sin embargo, a distancias posteriores a la órbita de Marte, las temperaturas probablemente se mantuvieron bastante bajas. A −200 °C, es posible que las pequeñas partículas de la parte exterior de la nebulosa estuvieran cubiertas por una capa gruesa de hielo constituido por agua, dióxido de carbono, amoníaco y metano congelados. (Algo de este material todavía reside en los confines del Sistema Solar, en la región llamada la *nube de Oort*.) La nube con forma de disco también contenía cantidades considerables de gases más ligeros: hidrógeno y helio.

La formación del Sol marcó el fin del período de contracción y, por tanto, el fin del calentamiento gravitacional. Las temperaturas de la región en la que ahora se encuentran los planetas interiores empezaron a disminuir. Esta disminución de la temperatura hizo que las sustancias con puntos de fusión elevados se condensaran en pequeñas partículas que empezaron a unirse. Materiales como el hierro y el níquel y los elementos que componen los minerales que forman las rocas (silicio, calcio, sodio, etc.) formaron masas metálicas y rocosas que orbitaban alrededor del Sol (Figura 1.4). Colisiones repetidas provocaron la unión de estas masas en cuerpos más grandes, del tamaño de un asteroide, denominadas *protoplanetas*, que en unas pocas decenas de millones de años crecieron hasta convertirse en los cuatro planetas interiores que llamamos Mercurio, Venus, Tierra y Marte. No to-



▲ **Figura 1.4** Formación del Sistema Solar de acuerdo con la hipótesis de la nebulosa primitiva. **A.** El nacimiento de nuestro Sistema Solar empezó cuando una nube de polvo y gases (nebulosa) empezó a colapsarse gravitacionalmente. **B.** La nebulosa se contrajo en un disco en rotación que se calentaba gracias a la conversión de la energía gravitacional en energía térmica. **C.** El enfriamiento de la nebulosa provocó la condensación de material rocoso y metálico en pequeñas partículas sólidas. **D.** Colisiones repetidas hicieron que las partículas del tamaño del polvo se unieran de una manera gradual hasta formar cuerpos del tamaño de un asteroide. **E.** En un período de unos pocos millones de años estos cuerpos formaron los planetas.

das estas masas de materia se incorporaron en los protoplanetas. Las piezas rocosas y metálicas que permanecieron en órbita se denominan *meteoritos* cuando sobreviven a un impacto con la Tierra.

A medida que los protoplanetas atraían cada vez más material, el impacto de gran velocidad de los restos de la nebulosa provocó el aumento de temperatura de estos cuerpos. A causa de sus temperaturas relativamente elevadas y sus campos gravitacionales débiles, los planetas interiores no podían acumular muchos de los componentes más ligeros de la nebulosa. Los más ligeros de estos componentes, el hidrógeno y el helio, fueron finalmente barridos de la parte interna del Sistema Solar por los vientos solares.

Al mismo tiempo que se formaban los planetas interiores también se estaban desarrollando los planetas exteriores (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno), más grandes, junto con sus extensos sistemas de satélites. A causa de las bajas temperaturas debido a la larga distancia del Sol, el material del que estos planetas se formaron contenía un alto porcentaje de hielos (agua, dióxido de carbono, amoníaco y metano) y detritus rocosos y metálicos. La acumulación de hielos explica en parte las grandes dimensiones y la baja densidad de los planetas exteriores. Los dos planetas con mayor masa, Júpiter y Saturno, tenían una gravedad superficial suficiente para atraer y sostener grandes cantidades de los elementos más ligeros, el hidrógeno y el helio.

Formación de la estructura en capas de la Tierra

A medida que se acumulaba el material para formar la Tierra (y poco después), el impacto a gran velocidad de los restos de la nebulosa y la desintegración de los elementos radiactivos provocó un aumento constante de la temperatura en nuestro planeta. Durante este período de calentamiento intenso, la Tierra alcanzó la temperatura suficiente para que el hierro y el níquel empezaran a fundirse. La fusión produjo gotas de metal pesado que penetraron hacia el centro del planeta. Este proceso sucedió rápidamente en la escala de tiempo geológico y formó el núcleo denso rico en hierro de la Tierra.

El primer período de calentamiento provocó otro proceso de diferenciación química, por medio del cual la fusión formó masas flotantes de roca fundida que ascendieron hacia la superficie, donde se solidificaron y formaron la corteza primitiva. Estos materiales rocosos estaban enriquecidos en oxígeno y elementos «litofilos», en especial silicio y aluminio, con cantidades menores de calcio, sodio, potasio, hierro y magnesio. Además, algunos metales pesados como el oro, el plomo y el uranio, que tienen puntos de fusión bajos o eran muy solubles en las masas fundidas ascendentes, fueron retirados del interior de la Tierra y se concentraron en la corteza en desarrollo. Este primer período de segregación química estableció las tres divisiones básicas del interior de la Tierra: el *núcleo* rico en hierro; la *corteza primitiva*, muy delgada; y la capa más gruesa de la tierra, denominada *manto*, que se encuentra entre el núcleo y la corteza.

Una consecuencia importante de este período de diferenciación química es que permitió que grandes cantidades de compuestos gaseosos se escaparan del interior de la Tierra, como ocurre en la actualidad durante las erupciones volcánicas. Gracias a este proceso fue evolucionando de manera gradual la atmósfera primitiva. Fue en este planeta, con esa atmósfera, donde apareció la vida como la conocemos.

Después de los acontecimientos que establecieron la estructura básica de la Tierra, la corteza primitiva se perdió a causa de la erosión y otros procesos geológicos, de manera que no disponemos de ningún registro directo de su composición. Cuándo y cómo exactamente apareció la corteza continental (y con ella las primeras masas continentales terrestres) es una cuestión que todavía es objeto de investigación. Sin embargo, existe un acuerdo general en que la corteza continental se formó de una manera gradual durante los últimos 4.000 millones de años. (Las rocas más antiguas descubiertas hasta hoy son fragmentos aislados, encontrados en el noroeste del Canadá, que tienen unas fechas radiométricas de unos 4.000 millones de años.) Además, como se verá en el Capítulo 2, la Tierra es un planeta en evolución cuyos continentes (y cuencas oceánicas) han cambiado constantemente de forma e incluso de situación durante una gran parte de este período.

Estructura interna de la Tierra



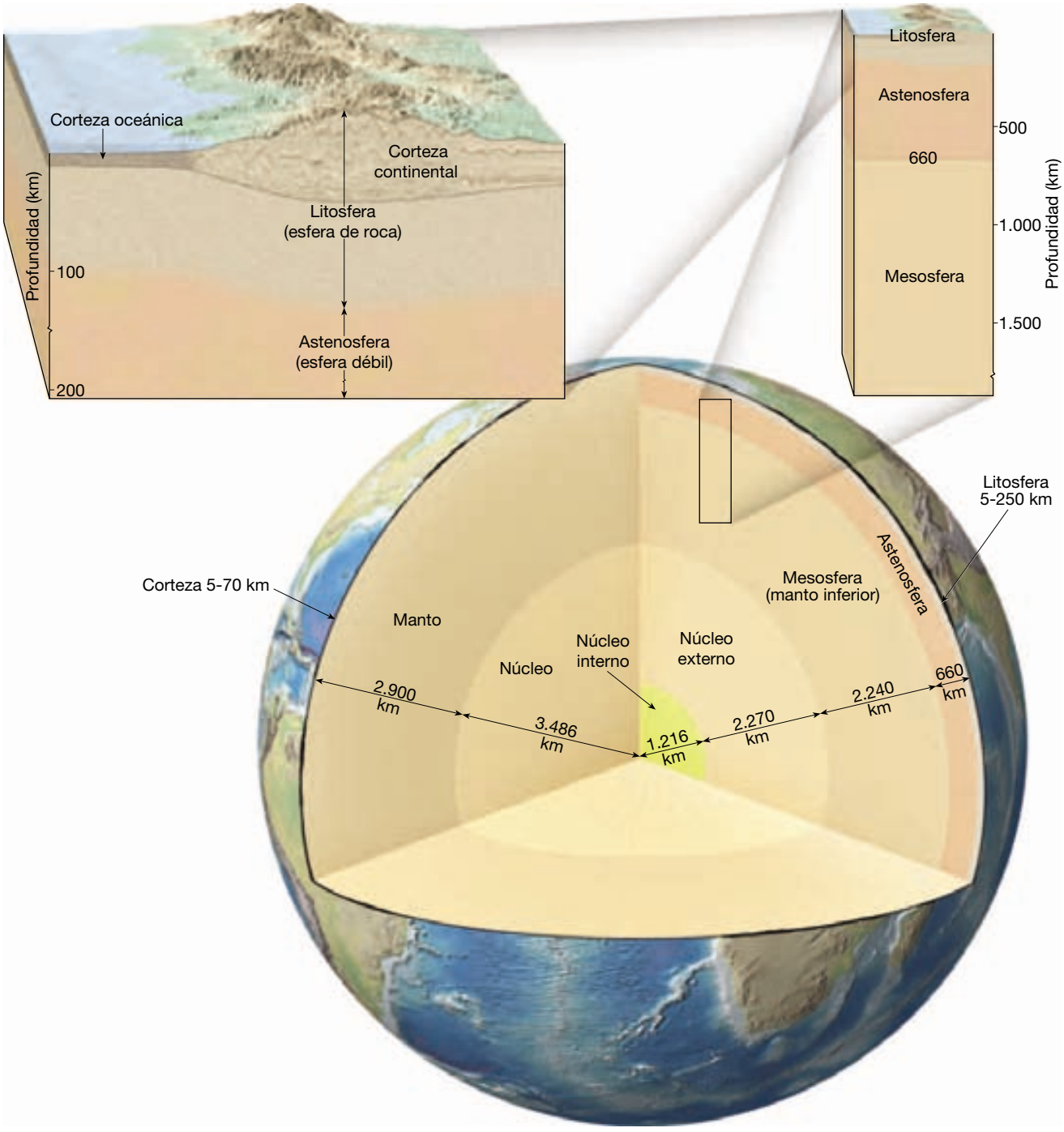
Introducción a la Geología
▼ La estructura en capas de la Tierra

En la sección anterior, ha aprendido que la segregación de material que empezó muy temprano en la historia de la Tierra tuvo como resultado la formación de tres capas definidas por su composición química: la corteza, el manto y el núcleo. Además de estas tres capas de diferente composición, la Tierra se puede dividir en capas en función de sus propiedades físicas. Las propiedades físicas utilizadas para definir estas zonas son su caracter sólido o líquido y cuán dúctil o resistentes son. El conocimiento de ambos tipos de estructuras en capas es esencial para la comprensión de los procesos geológicos básicos, como el volcanismo, los terremotos y la formación de montañas (Figura 1.5).

Capas definidas por su composición

Corteza. La **corteza,** capa rocosa externa, comparativamente fina de la Tierra, se divide generalmente en corteza oceánica y corteza continental. La corteza oceánica tiene alrededor de 7 kilómetros de grosor y está compuesta por rocas ígneas oscuras denominadas *basaltos*. Por el contrario, la corteza continental tiene un grosor medio de entre 35 y 40 kilómetros, pero puede superar los 70 kilómetros en algunas regiones montañosas. A diferencia de la corteza oceánica, que tiene una composición química relativamente homogénea, la corteza continental consta de muchos tipos de rocas. El nivel superior de la corteza continental tiene la composición media de una *roca granítica* denominada *granodiorita*, mientras que la composición de la parte inferior de la corteza continental es más parecida al basalto. Las rocas continentales tienen una densidad media de unos 2,7 g/cm^3 y se han descubierto algunas cuya edad supera los 4.000 millones de años. Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (aproximadamente 3,0 g/cm^3) que las rocas continentales*.

* El agua líquida tiene una densidad de 1 g/cm^3; por consiguiente, la densidad del basalto es el triple que la del agua.



▲ **Figura 1.5** Perspectivas de la estructura en capas de la Tierra. El lado izquierdo de la sección transversal muestra que el interior de la Tierra se divide en tres capas distintas según sus diferencias composicionales: la corteza, el manto y el núcleo. El lado derecho de la sección transversal ilustra las cinco principales capas del interior de la Tierra según sus propiedades físicas y, por tanto, según su resistencia mecánica: la litosfera, la astenosfera, la mesosfera, el núcleo externo y el núcleo interno. Los bloques diagrama situados encima de la sección transversal muestran una perspectiva aumentada de la porción superior del interior de la Tierra.

Manto. Más del 82 por ciento del volumen de la Tierra está contenido en el **manto**, una envoltura rocosa sólida que se extiende hasta una profundidad de 2.900 kilómetros. El límite entre la corteza y el manto representa un cambio de composición química. El tipo de roca dominante en la parte superior del manto es la *peridotita*, que

tiene una densidad de 3,3 g/cm^3. A una mayor profundidad, la peridotita cambia y adopta una estructura cristalina más compacta y, por tanto, una mayor densidad.

Núcleo. Se cree que la composición del **núcleo** es una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre, elementos que forman fácilmente compuestos con el hierro. A la presión extrema del núcleo, este material rico en hierro tiene una densidad media de cerca de 11 g/cm^3 y se aproxima a 14 veces la densidad del agua en el centro de la Tierra.

Capas definidas por sus propiedades físicas

El interior de la Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad. Los cálculos sitúan la temperatura a una profundidad de 100 kilómetros entre 1.200 °C y 1.400 °C, mientras que la temperatura en el centro de la Tierra puede superar los 6.700 °C. Por supuesto, el interior de la Tierra ha retenido mucha de la energía adquirida durante sus años de formación, a pesar de que el calor fluye de manera continua hacia la superficie, donde se pierde al espacio. El aumento de presión con la profundidad provoca el correspondiente incremento de la densidad de las rocas.

El aumento gradual de la temperatura y la presión con la profundidad afecta a las propiedades físicas y, por tanto, al comportamiento mecánico de los materiales terrestres. Cuando una sustancia se calienta, sus enlaces químicos se debilitan y su resistencia mecánica (resistencia a la deformación) se reduce. Si la temperatura supera el punto de fusión de un material, los enlaces químicos de este material se rompen y tiene lugar la fusión. Si la temperatura fuera el único factor que determinara si una sustancia se va a fundir, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por un caparazón externo delgado y sólido. Sin embargo, la presión también aumenta con la profundidad y tiende a aumentar la resistencia de la roca. Además, como la fusión va acompañada de un aumento de volumen, se produce a temperaturas mayores en profundidad debido al efecto de la presión confinante. Este aumento de la presión con la profundidad produce también el correspondiente aumento de la densidad. Así, dependiendo de las condiciones físicas (temperatura y presión), un material particular puede comportarse como un sólido quebradizo, deformarse como la masilla o incluso fundirse y convertirse en líquido.

La Tierra puede dividirse en cinco capas principales en función de sus propiedades físicas y, por tanto, según su resistencia mecánica: *litosfera*, *astenosfera*, *mesosfera (manto inferior)*, *núcleo externo* y *núcleo interno.*

Litosfera y astenosfera. Según sus propiedades físicas, la capa externa de la Tierra comprende la corteza y el manto superior y forma un nivel relativamente rígido y frío. Aunque este nivel consta de materiales cuyas composiciones químicas son notablemente diferentes, tiende a actuar como una unidad que muestra un comportamiento rígido, principalmente porque es frío y, en consecuencia, resistente. Esta capa, denominada **litosfera** («esfera de roca»), tiene un grosor medio de unos 100 kilómetros pero puede alcanzar 250 kilómetros de grosor debajo de las porciones más antiguas de los continentes (Figura 1.5). Dentro de las cuencas oceánicas, la litosfera tiene un grosor de tan sólo unos pocos kilómetros debajo de las dorsales oceánicas pero aumenta hasta quizá 100 kilómetros en regiones donde hay corteza más antigua y fría.

Debajo de la litosfera, en el manto superior (a una profundidad de unos 660 kilómetros), se encuentra una capa blanda, comparativamente plástica, que se conoce como **astenosfera** («esfera débil»). La porción superior de la astenosfera tiene unas condiciones de temperatura y presión que permiten la existencia de una pequeña porción de roca fundida. Dentro de esta zona muy dúctil, la litosfera está mecánicamente separada de la capa inferior. La consecuencia es que la litosfera es capaz de moverse con independencia de la astenosfera, un hecho que se considerará en la sección siguiente.

Es importante destacar que la resistencia a la deformación de los diversos materiales de la Tierra es función, a la vez, de su composición y de la temperatura y la presión a que estén sometidos. No debería sacarse la idea de que toda la litosfera se comporta como un sólido quebradizo similar a las rocas encontradas en la superficie. Antes bien, las rocas de la litosfera se vuelven progresivamente más calientes y dúctiles conforme aumenta la profundidad. A la profundidad de la astenosfera superior, las rocas están lo suficientemente cerca de sus temperaturas de fusión (de hecho, puede producirse algo de fusión) que son fáciles de deformar. Por tanto, la astenosfera superior es blanda porque se aproxima a su punto de fusión, exactamente igual a como la cera caliente es más blanda que la cera fría.

Mesosfera o manto inferior. Por debajo de la zona dúctil de la parte superior de la astenosfera, el aumento de la presión contrarresta los efectos de la temperatura más elevada, y la resistencia de las rocas crece de manera gradual con la profundidad. Entre las profundidades de 660 kilómetros y 2.900 kilómetros se encuentra una capa más rígida denominada **mesosfera** («esfera media») o **manto inferior.** A pesar de su resistencia, las rocas de la mesosfera están todavía muy calientes y son capaces de fluir de una manera muy gradual.

Núcleos interno y externo. El núcleo, compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel, se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy distintas. El **núcleo externo** es una *capa líquida* de

2.270 kilómetros de grosor. Las corrientes convectivas del hierro metálico en esta zona son las que generan el campo magnético de la Tierra. El **núcleo interno** es una esfera con un radio de 1.216 kilómetros. A pesar de su temperatura más elevada, el material del núcleo interno es más resistente que el del núcleo externo (debido a la enorme presión) y se comporta como un *sólido*.

¿Cómo sabemos lo que sabemos?

Llegados a este punto debe de preguntarse: «¿Cómo conocimos la composición y la estructura del interior de la Tierra?». Puede suponer que se han extraído muestras del interior de la Tierra directamente. Sin embargo, la mina más profunda del mundo (la mina Western Deep Levels, en Sudáfrica) tiene una profundidad de tan sólo 4 kilómetros, y la perforación más profunda del mundo (terminada en la península de Kola, en Rusia, en 1992) sólo penetra aproximadamente 12 kilómetros. En esencia, los seres humanos nunca han perforado un agujero en el manto (y nunca lo harán en el núcleo) con el fin de sacar muestras directas de estos materiales.

A pesar de estas limitaciones, se han desarrollado teorías que describen la naturaleza del interior de la Tierra y que coinciden con la mayoría de los datos procedentes de las observaciones. Así, nuestro modelo del interior de la Tierra representa las mejores deducciones que podemos hacer según los datos disponibles. Por ejemplo, la estructura en capas de la Tierra se ha establecido mediante observaciones indirectas. Cada vez que se produce un terremoto, unas ondas de energía (denominadas *ondas sísmicas*) penetran en el interior de la Tierra, de una manera parecida a como los rayos X penetran en el cuerpo humano. Las ondas sísmicas cambian de velocidad y se desvían y reflejan al atravesar zonas con propiedades distintas. Un amplio conjunto de estaciones de control en todo el mundo detecta y registra esta energía. Con la ayuda de computadores, se analizan estos datos, que luego se utilizan para determinar la estructura del interior de la Tierra. En el Capítulo 12, «El interior de la Tierra», encontrará más información de cómo se lleva esto a cabo.

¿Qué pruebas tenemos que respalden la supuesta composición del interior de nuestro planeta? Puede resultar sorprendente conocer que rocas que se originaron en el manto se han recogido en la superficie de la Tierra, entre ellas, muestras que contienen diamantes, que, según los estudios de laboratorio, pueden formarse sólo en ambientes con una presión elevada. Dado que estas rocas deben de haber cristalizado a profundidades superiores a los 200 kilómetros, se deduce que son muestras del manto que sufrieron muy pocas alteraciones durante su ascenso a la superficie. Además, hemos podido examinar láminas del manto superior y de la corteza oceánica que lo recubre que han sido empujadas por encima del nivel del mar en lugares como Chipre, Terranova y Omán.

Establecer la composición del núcleo es otra cuestión completamente diferente. Debido a su gran profundidad y su densidad elevada, ninguna muestra del núcleo ha llegado a la superficie. Sin embargo, disponemos de pruebas significativas que sugieren que esta capa consta principalmente de hierro.

Sorprendentemente los meteoritos proporcionan importantes pistas sobre la composición del núcleo y el manto. (Los meteoritos son objetos extraterrestres sólidos que chocan contra la superficie de la Tierra.) La mayoría de los meteoritos son fragmentos derivados de colisiones de cuerpos más grandes, principalmente del cinturón de asteroides situado entre las órbitas de Marte y Júpiter. Son importantes porque representan muestras del material (*planetesimales*) del que se formaron los planetas interiores, incluida la Tierra. Los meteoritos están compuestos principalmente por una aleación de hierro y níquel (*metálicos*), minerales silicatados (*rocosos*) o una combinación de ambos materiales (*mixtos*). La composición media de los meteoritos rocosos es muy parecida a la que se supone que tiene el manto. Por otro lado, los meteoritos metálicos contienen un porcentaje mucho más elevado de este material metálico del que se encuentra en la corteza terrestre o en el manto. Si, de hecho, la Tierra se formó a partir del mismo material en la nebulosa solar que generó los meteoritos y los demás planetas interiores, debe contener un porcentaje mucho más elevado de hierro del que se encuentra en las rocas de la corteza. Por consiguiente, podemos concluir que el núcleo es enormemente rico en este material pesado.

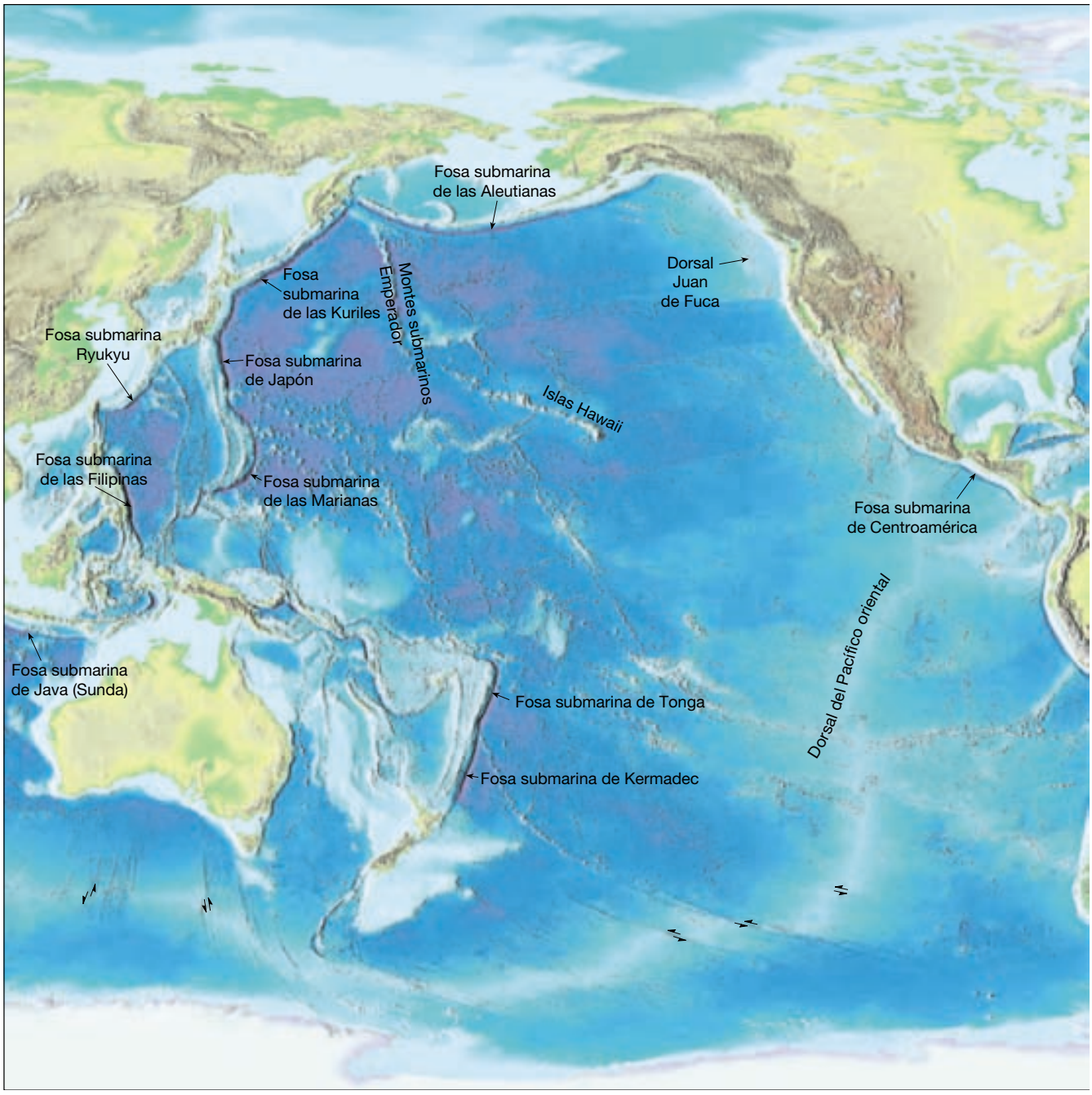
Este punto de vista también está respaldado por los estudios de la composición del Sol, que indican que el hierro es la sustancia más abundante hallada en el Sistema Solar que posee la densidad calculada para el núcleo. Además, el campo magnético de la Tierra requiere que el núcleo esté hecho de un material conductor de la electricidad, como el hierro. Puesto que todas las pruebas disponibles apuntan a que una gran parte del núcleo está compuesta de hierro, tomamos esto como un hecho, al menos hasta que nuevas pruebas nos indiquen lo contrario.

La superficie de la Tierra



Introducción a la Geología
▼ Características de los continentes y del fondo oceánico

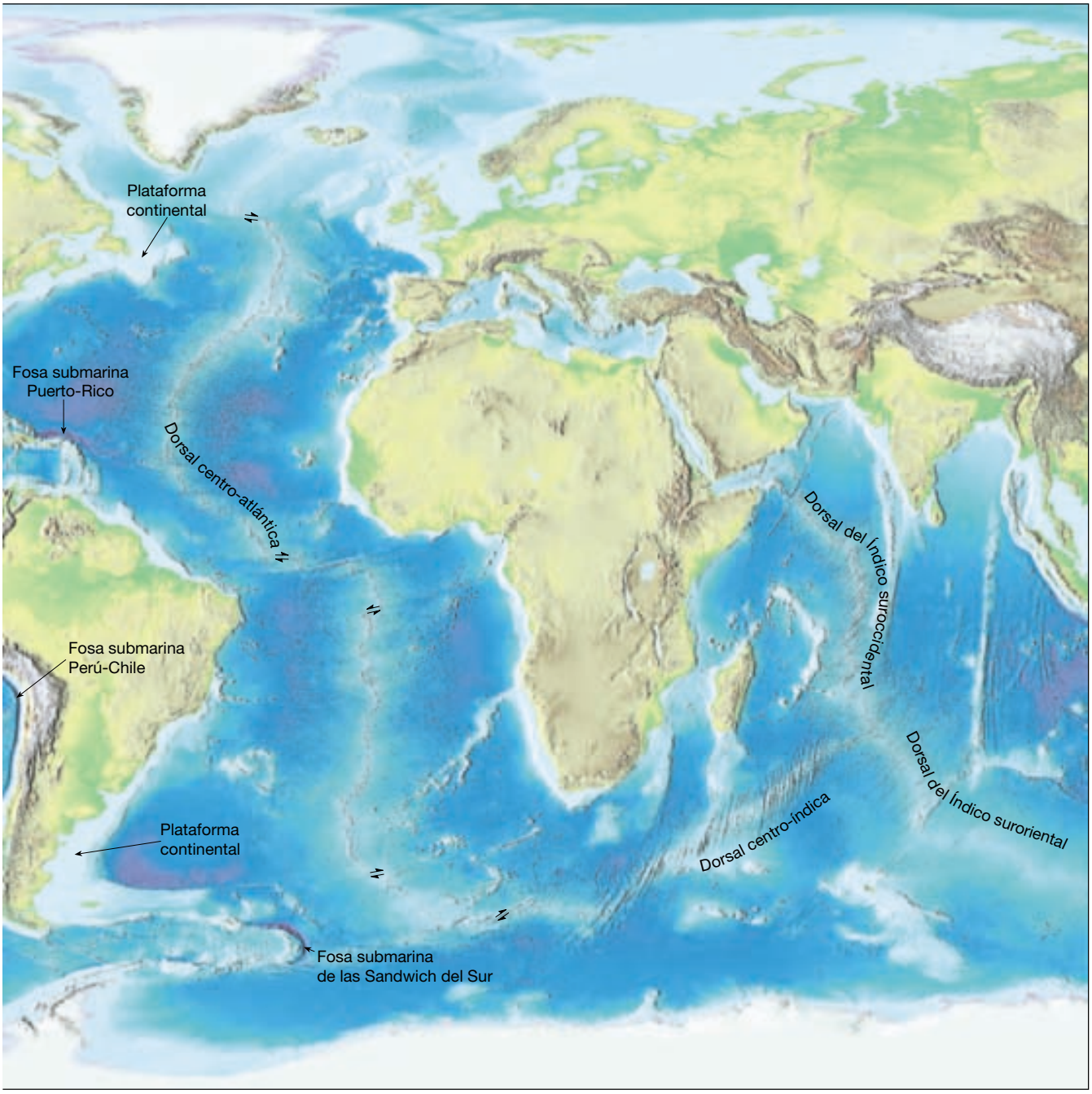
Las dos principales divisiones de la superficie de la Tierra son los continentes y las cuencas oceánicas (Figura 1.6). Una diferencia significativa entre estas dos áreas son sus alturas relativas. Los continentes son superficies nota-



▲ **Figura 1.6** En estas dos páginas se muestra la topografía de la superficie sólida de la Tierra.

blemente planas con el aspecto de llanuras que sobresalen por encima del nivel del mar. Con una elevación media de alrededor de 0,8 kilómetros, los bloques continentales se encuentran cerca del nivel del mar, con excepción de unas áreas algo limitadas de terreno montañoso. Por el contrario, la profundidad media del fondo oceánico es de unos 3,8 kilómetros por debajo del nivel del mar o unos 4,5 kilómetros inferior a la elevación media de los continentes.

La diferencia de elevación entre los continentes y las cuencas oceánicas es consecuencia principalmente de las diferencias entre sus densidades y sus grosores respectivos. Recordemos que el grosor medio de los continentes oscila entre los 35 y los 40 kilómetros y que éstos están compuestos de rocas graníticas con una densidad de alrededor de 2,7 g/cm^3. Las rocas basálticas que conforman la corteza oceánica tienen un grosor medio de tan sólo 7 kilóme-



tros y una densidad media de aproximadamente 3,0 g/cm^3. Por tanto, la corteza continental, más gruesa y menos densa, es más flotante que la corteza oceánica. Como consecuencia, la corteza continental flota sobre la parte superior de las rocas deformables del manto a un nivel más elevado que la corteza oceánica por el mismo motivo por el que un barco de carga grande y vacío (menos denso) navega a mayor altura que un barco pequeño y cargado (más denso).

Principales características de los continentes

Las principales características de los continentes pueden agruparse en dos categorías diferenciadas: áreas extensas, planas y estables que se han erosionado hasta casi el nivel del mar, y regiones elevadas de rocas deformadas que en la actualidad forman los cinturones montañosos. Véase

en la Figura 1.7 que los cinturones montañosos jóvenes tienden a ser largos y estrechos y se encuentran en los márgenes continentales, mientras que las áreas llanas y estables se sitúan por regla general en el interior de los continentes.

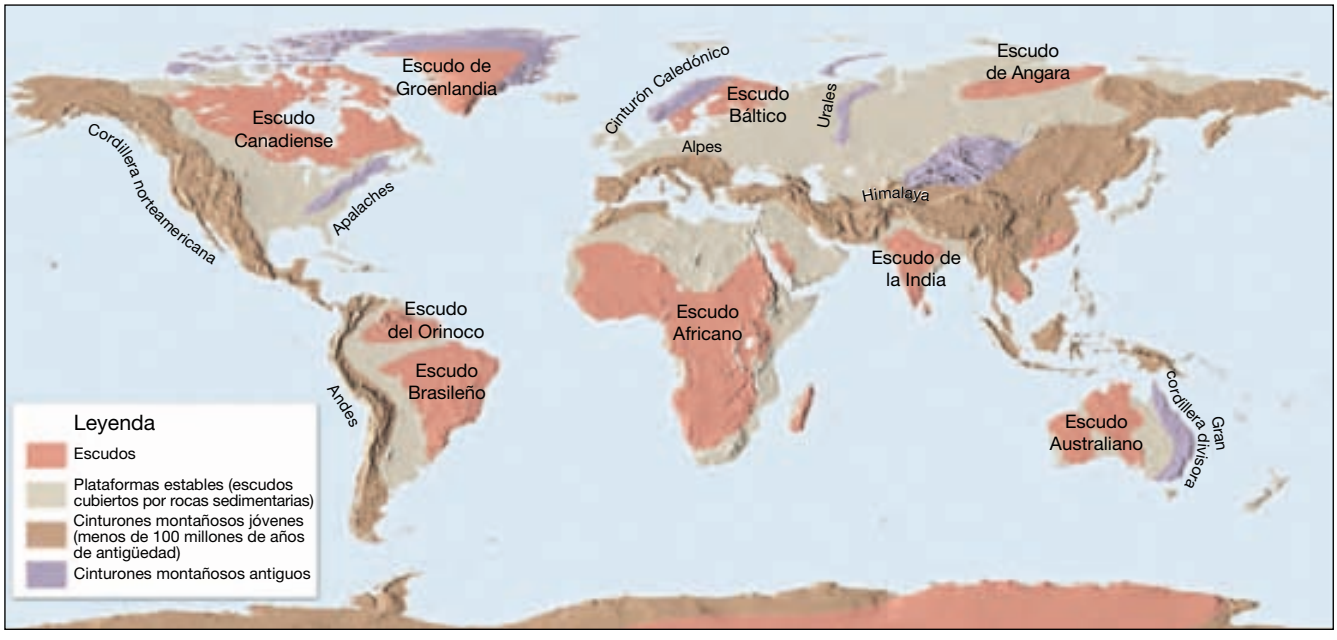
Cinturones montañosos. Los rasgos topográficos más prominentes de los continentes son los cinturones montañosos lineales. Aunque la distribución de las montañas parece ser aleatoria, no es así. Al considerar las montañas más jóvenes (de menos de 100 millones de años), encontramos que están situadas principalmente en dos zonas. El cinturón del Pacífico (la región que rodea el océano Pacífico) incluye las montañas del oeste del continente americano y continúa en el Pacífico occidental en forma de arcos de islas volcánicas (Figura 1.6). Los arcos insulares son regiones montañosas activas compuestas en gran parte de rocas volcánicas y rocas sedimentarias deformadas. Las islas Aleutianas, Japón, Filipinas y Nueva Guinea son ejemplos de arcos insulares.

El otro cinturón montañoso importante se extiende hacia el este desde los Alpes a través de Irán y el Himalaya y luego baja al sur y entra en Indonesia. Una exploración atenta de los terrenos montañosos revela que la mayoría de ellos son lugares donde se han comprimido gruesas secuencias de rocas que han experimentado una gran deformación, como si estuvieran en un torno gigantesco. También se encuentran montañas más antiguas en los continentes. Son ejemplos de ello los Apalaches, al este de Estados Unidos, y los Urales, en Rusia. Sus picos, antes elevados, son ahora bajos, producto de millones de años de erosión.

El interior estable. A diferencia de los cinturones montañosos jóvenes, que se han formado durante los últimos 100 millones de años, los interiores de los continentes, denominados **cratones,** han permanecido relativamente estables (sin cambios) durante los últimos 600 millones de años, o incluso más. Normalmente estos bloques de corteza intervinieron en un episodio de formación de montañas muy anterior en la historia de la Tierra.

Dentro de los interiores estables existen zonas conocidas como **escudos,** que son regiones extensas y llanas compuestas por rocas cristalinas deformadas. Obsérvese en la Figura 1.7 que el Escudo Canadiense aflora en gran parte del noreste de Norteamérica. La datación radiométrica de varios escudos ha revelado que se trata de regiones verdaderamente antiguas. Todas ellas contienen rocas del Precámbrico con una edad superior a los 1.000 millones de años y algunas muestras se aproximan a los 4.000 millones de años. Incluso estas rocas, las más antiguas que se conocen, exhiben muestras de las fuerzas enormes que las han plegado, fallado y metamorfizado. Así, concluimos que estas rocas una vez formaron parte de un sistema montañoso antiguo que desde entonces se ha erosionado hasta producir estas regiones extensas y llanas.

Existen otras zonas cratónicas en las que rocas muy deformadas, como las que se encuentran en los escudos, están cubiertas por una capa relativamente fina de rocas



▲ **Figura 1.7** Este mapa muestra la distribución general de los cinturones montañosos, las plataformas estables y los escudos de la Tierra.

sedimentarias. Estas áreas se denominan **plataformas estables.** Las rocas sedimentarias de las plataformas estables son casi horizontales, excepto en los puntos en los que se han combado y han formado grandes cuencas o domos. En Norteamérica, una gran porción de las plataformas estables se sitúa entre el Escudo Canadiense y las Montañas Rocosas.

Principales características del fondo oceánico

Si se secara toda el agua de las cuencas oceánicas, se observaría una gran variedad de rasgos, incluidas cadenas lineales de volcanes, cañones profundos, llanuras y largas extensiones de altiplanicies monótonamente llanas. De hecho, el paisaje sería casi tan diverso como en los continentes (*véase* Figura 1.6).

Durante los últimos 50 años, los oceanógrafos han cartografiado lentamente gran parte del fondo oceánico utilizando modernos equipos de sónar. A partir de estos estudios han establecido las tres principales unidades topográficamente distinguibles: los *márgenes continentales*, las *cuencas oceánicas profundas* y las *dorsales oceánicas (centrooceánicas)*.

Márgenes continentales. El **margen continental** es la porción de fondo oceánico adyacente a las principales masas continentales. Puede incluir la *plataforma continental*, el *talud continental* y *el pie de talud.*

Aunque la tierra y el mar entran en contacto en la línea de costa, ésta no es el límite entre los continentes y las cuencas oceánicas. Antes bien, a lo largo de la mayoría de las costas una plataforma suavemente inclinada de material, denominada **plataforma continental,** se extiende en dirección al mar desde la costa. Dado que está sobre la corteza continental, se trata claramente de una extensión inundada de los continentes. Un vistazo a la Figura 1.6 demuestra que la anchura de la plataforma continental es variable. Por ejemplo, es ancha a lo largo de la costa oriental y la del Golfo en Estados Unidos, pero relativamente estrecha a lo largo del margen Pacífico del continente.

El límite entre los continentes y las cuencas oceánicas profundas se encuentra a lo largo del **talud continental,** que es una estructura relativamente empinada que se extiende desde la superficie exterior de la plataforma continental hasta el fondo oceánico profundo (Figura 1.6). Utilizando el talud como línea divisoria, encontramos que las cuencas oceánicas representan el 60 por ciento de la superficie terrestre y que el 40 por ciento restante corresponde a los continentes.

En regiones donde no existen fosas, el empinado talud continental pasa a tener una inclinación más gradual, conocida como **pie de talud.** El pie de talud está formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos.

Cuencas oceánicas profundas. Entre los márgenes continentales y las dorsales oceánicas se encuentran las **cuencas oceánicas profundas.** Una parte de esta región consiste en estructuras increíblemente llanas denominadas **llanuras abisales.** Sin embargo, el fondo oceánico también contiene depresiones extremadamente profundas, que llegan en ocasiones a los 11.000 metros de profundidad. Aunque estas **fosas submarinas** son relativamente estrechas y representan tan sólo una pequeña fracción del fondo oceánico, son estructuras muy importantes. Algunas fosas se encuentran adyacentes a montañas jóvenes que flanquean los continentes. Por ejemplo, en la Figura 1.6, la fosa Perú-Chile que recorre la costa occidental sudamericana es paralela a los Andes. Otras fosas son paralelas a cadenas de islas lineales denominadas *arcos de islas volcánicas.*

Los suelos oceánicos están salpicados de estructuras volcánicas sumergidas llamadas **montes submarinos,** que a veces forman cadenas estrechas y largas. La actividad volcánica también ha producido varias extensas *llanuras de lava*, como la llanura Ontong Java, situada al noreste de Nueva Guinea. Además, algunas llanuras sumergidas están compuestas de corteza de tipo continental. Algunos ejemplos son la llanura Campbell, al sureste de Nueva Zelanda, y la llanura Seychelles, al noreste de Madagascar.

Dorsales oceánicas. La estructura más prominente del fondo oceánico es la **dorsal oceánica** o **centrooceánica.** Como se muestra en la Figura 1.6, la dorsal Centroatlántica y la dorsal del Pacífico oriental son partes de este sistema. Esta estructura ancha y larga forma un cinturón continuo que serpentea a lo largo de más de 70.000 kilómetros alrededor del planeta de una manera similar a la costura de una pelota de béisbol. Lejos de estar constituido por rocas muy deformadas, como la mayoría de las montañas de los continentes, el sistema de dorsales oceánicas consta de capas superpuestas de rocas ígneas fracturadas y elevadas.

La comprensión de las estructuras topográficas que forman la superficie de la Tierra es esencial para entender los mecanismos que han dado forma a nuestro planeta. ¿Qué importancia tiene el enorme sistema de dorsales que se extiende a través de los océanos de todo el mundo? ¿Cuál es la conexión, si la hay, entre los cinturones montañosos jóvenes y activos y las fosas oceánicas? ¿Qué fuerzas deforman las rocas para producir cadenas de montañas majestuosas? Éstas son cuestiones que se tratarán en el próximo capítulo, cuando empecemos a investigar los procesos dinámicos que dieron forma a nuestro planeta en el pasado geológico y continuarán haciéndolo en el futuro.

Las rocas y el ciclo de las rocas

Las rocas son el material más común y abundante de la Tierra. Para un viajero curioso, la variedad parece casi infinita. Al examinar una roca con atención, encontramos que consta de cristales o granos más pequeños denominados minerales. Los *minerales* son compuestos químicos (o en algunas ocasiones elementos únicos), cada uno de ellos con su propia composición y sus propiedades físicas. Los granos o cristales pueden ser microscópicos o fácilmente visibles sin ayuda de un microscopio.

La naturaleza y el aspecto de una roca están fuertemente influidos por los minerales que la componen. Además, la *textura* de una roca, es decir, el tamaño, la forma o la disposición de los minerales que la constituyen, también tiene un efecto significativo en su aspecto. La composición mineral y la textura de una roca, a su vez, son el reflejo de los procesos geológicos que la crearon.

Las características de las rocas proporcionaron a los geólogos las pistas que necesitaban para determinar los procesos que las formaron, lo cual es cierto para todas las rocas. Estos análisis son esenciales para la comprensión de nuestro planeta. Esta comprensión tiene muchas aplicaciones prácticas, como en la búsqueda de recursos minerales y energéticos básicos y la solución de problemas ambientales.

Tipos de rocas básicos

Los geólogos dividen las rocas en tres grandes grupos: ígneas, sedimentarias y metamórficas. A continuación, damos un breve vistazo a estos tres grupos básicos. Cada grupo está relacionado con los demás por los procesos que actúan sobre el planeta y dentro de él.

Rocas ígneas. Las **rocas ígneas** (*ignis* = fuego) se forman cuando la roca fundida, denominada *magma*, se enfría y se solidifica. El magma es roca fundida que se puede formar a varios niveles de profundidad en el interior de la corteza de la Tierra y el manto superior. A medida que se enfría el magma, se van formando y creciendo los cristales de varios minerales. Cuando el magma permanece en el interior profundo de la corteza, se enfría lentamente durante miles de años. Esta pérdida gradual de calor permite el desarrollo de cristales relativamente grandes antes de que toda la masa se solidifique por completo. Las rocas ígneas de grano grueso que se forman muy por debajo de la superficie se denominan *plutónicas.* Los núcleos de muchas montañas están constituidos por roca ígnea que se formó de esta manera. Sólo la elevación y la erosión posteriores dejan expuestas estas rocas en la superficie. Un ejemplo común e importante es el *granito* (Figura 1.8). Esta roca plutónica de grano grueso es rica en los minerales silicatados de color claro cuarzo y feldespato. El granito y las rocas relacionadas son constituyentes principales de la corteza continental.

A veces el magma se abre paso hacia la superficie de la Tierra, como durante una erupción volcánica. Dado que se enfría con rapidez en un ambiente de superficie, la roca fundida se solidifica muy deprisa y no hay tiempo suficiente para que crezcan grandes cristales. Antes bien, se produce la formación simultánea de muchos cristales



A. B.

▲ **Figura 1.8** El granito es una roca ígnea plutónica especialmente abundante en la corteza continental de la Tierra. **A.** La erosión ha descubierto esta masa de granito en el Parque Nacional Yosemite de California. **B.** Muestra de granito que exhibe una textura de grano grueso. (Foto: E. J. Tarbuck.)

pequeños. Las rocas ígneas que se forman en la superficie terrestre se denominan *volcánicas* y suelen ser de grano fino. Un ejemplo abundante e importante es el *basalto*. Esta roca de color verde oscuro a negro es rica en minerales silicatados que contienen una cantidad significativa de hierro y magnesio. Debido a su mayor contenido en hierro, el basalto es más denso que el granito. El basalto y las rocas relacionadas constituyen la corteza oceánica así como muchos volcanes, tanto en el océano como en los continentes.

Rocas sedimentarias. Los *sedimentos*, la materia prima de las **rocas sedimentarias,** se acumulan en capas en la superficie de la Tierra. Son materiales que se forman a partir de rocas preexistentes por los procesos de *meteorización*. Algunos de estos procesos fragmentan físicamente la roca en piezas más pequeñas sin modificar su composición. Otros procesos de meteorización descomponen la roca, es decir, modifican químicamente los minerales en otros nuevos y en sustancias fácilmente solubles en agua.

El agua, el viento o el hielo glacial suelen transportar los productos de la meteorización a lugares de sedimentación donde éstos forman capas relativamente planas. Normalmente los sedimentos se convierten en roca o se *litifican* por uno de los dos procesos siguientes. La *compactación* tiene lugar a medida que el peso de los materiales suprayacentes comprime los sedimentos en masas más densas. La *cementación* se produce conforme el agua que contiene sustancias disueltas se filtra a través de los espacios intergranulares del sedimento. Con el tiempo, el material disuelto en agua precipita entre los granos y los cementa en una masa sólida.

Los sedimentos que se originan y son transportados como partículas sólidas se denominan *sedimentos detríticos* y las rocas que éstos forman son las llamadas *rocas sedimentarias detríticas*. Las dimensiones de las partículas son la principal base para clasificar los miembros de esta categoría. Dos ejemplos comunes son la *lutita* y la *arenisca*. La lutita es una roca de grano fino compuesta por partículas del tamaño del limo (menos de 1/256 mm) y de la arcilla (entre 1/256 y 1/16 mm). La sedimentación de estos pequeños granos está asociada a ambientes «tranquilos» como ciénagas, llanuras fluviales expuestas a inundaciones y porciones de las cuencas oceánicas profundas. *Arenisca* es el nombre dado a las rocas sedimentarias en las que predominan granos del tamaño de la arena (entre 1/16 y 2 mm). Las areniscas se asocian con gran variedad de ambientes, entre ellos las playas y las dunas.

Las *rocas sedimentarias químicas* se forman cuando el material disuelto en el agua precipita. A diferencia de las rocas sedimentarias detríticas, que se subdividen según el tamaño de las partículas, la principal base para distinguir las rocas sedimentarias químicas es su composición mineral. La caliza, la roca sedimentaria química más común, está compuesta principalmente por el mineral calcita (carbonato de calcio, $CaCO_3$). Existen muchas variedades de caliza (Figura 1.9). Los tipos más abundantes tienen un origen bioquímico, lo que significa que los organismos que viven en el agua extraen la materia mineral disuelta y crean partes duras, como los caparazones. Después, estas partes duras se acumulan como sedimento.

Los geólogos calculan que las rocas sedimentarias representan sólo alrededor del 5 por ciento (en volumen) de los 16 km externos de la Tierra. Sin embargo, su importancia es bastante mayor de lo que podría indicar este porcentaje. Si tomara muestras de las rocas expuestas en la superficie, encontraría que la gran mayoría son sedimentarias. Por consiguiente, podemos considerar las rocas sedimentarias como una capa algo discontinua y relativamente delgada de la porción más externa de la corteza, lo cual tiene sentido, ya que el sedimento se acumula en la superficie.

A partir de las rocas sedimentarias, los geólogos reconstruyen muchos detalles de la historia de la Tierra. Dado que los sedimentos son depositados en muchos puntos diferentes de la superficie, las capas rocosas que acaban formando contienen muchas pistas sobre los ambientes de la superficie en el pasado. También pueden exhibir características que permiten a los geólogos descifrar información sobre cómo y desde dónde se transportó el sedimento. Además, son las rocas sedimentarias las que contienen fósiles, que son pruebas vitales en el estudio del pasado geológico.



▲ **Figura 1.9** La caliza es una roca sedimentaria química en la que predomina el mineral calcita. Existen muchas variedades. La capa superior del Gran Cañón de Arizona, conocida como la Formación Kaibab, es caliza del Pérmico y su origen es marino. (Foto: E. J. Tarbuck.)

Rocas metamórficas. Las **rocas metamórficas** se producen a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso otras rocas metamórficas. Así, cada roca metamórfica tiene una roca madre, la roca a partir de la que se ha formado. *Metamórfico* es un adjetivo adecuado porque su significado literal es «cambiar la forma». La mayoría de cambios tienen lugar a temperaturas y presiones elevadas que se dan en la profundidad de la corteza terrestre y el manto superior.

Los procesos que crean las rocas metamórficas a menudo progresan de una manera incremental, desde cambios ligeros (metamorfismo de grado bajo) hasta cambios sustanciales (metamorfismo de grado alto). Por ejemplo, durante el metamorfismo de grado bajo, la roca sedimentaria común lutita se convierte en una roca metamórfica más compacta denominada *pizarra*. En cambio, el metamorfismo de grado alto provoca una transformación tan completa que no se puede determinar la identidad de la roca madre. Además, cuando las rocas situadas a una profundidad (a la que las temperaturas son elevadas) están sujetas a una presión dirigida, se deforman de una manera gradual y generan pliegues complicados. En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las temperaturas de fusión de las rocas. No obstante, *durante el metamorfismo la roca debe permanecer esencialmente sólida*, ya que, si se funde por completo, entramos en el ámbito de la actividad ígnea.

La mayor parte del metamorfismo sucede en uno de estos tres ambientes:

1. Cuando un cuerpo magmático intruye en la roca, tiene lugar el *metamorfismo térmico* o *de contacto*. En este caso, el cambio está controlado por un aumento de la temperatura dentro de la roca huésped que rodea una intrusión ígnea.
2. El *metamorfismo hidrotermal* implica alteraciones químicas que se producen cuando el agua caliente rica en iones circula a través de las fracturas de la roca. Este tipo de metamorfismo suele asociarse con la actividad ígnea que proporciona el calor necesario para provocar reacciones químicas y hacer que estos fluidos circulen a través de la roca.
3. Durante la formación de las montañas, grandes cantidades de rocas enterradas a una gran profundidad están sujetas a las presiones dirigidas y a las temperaturas elevadas asociadas con la deformación a gran escala denominada *metamorfismo regional.*

El grado de metamorfismo se refleja en la textura de la roca y la composición mineral. Durante el metamorfismo regional, los cristales de algunos minerales recristalizarán con una orientación perpendicular a la dirección de la fuerza compresiva. La alineación mineral resultante a menudo da a la roca una textura en láminas o en bandas llamada *foliación*. El *esquisto* y el *gneis* son dos ejemplos de rocas foliadas (Figura 1.10A).

No todas las rocas metamórficas presentan una textura foliada. Se dice que estas rocas son *no foliadas*. Las rocas metamórficas compuestas sólo por un mineral que forma cristales equidimensionales no son, por regla general, visiblemente foliadas. Por ejemplo, la caliza, si es pura, está compuesta por un solo mineral, la calcita. Cuando una caliza de grano fino experimenta metamorfismo, los pequeños cristales de calcita se combinan y forman cristales entrelazados más grandes. La



A. B.

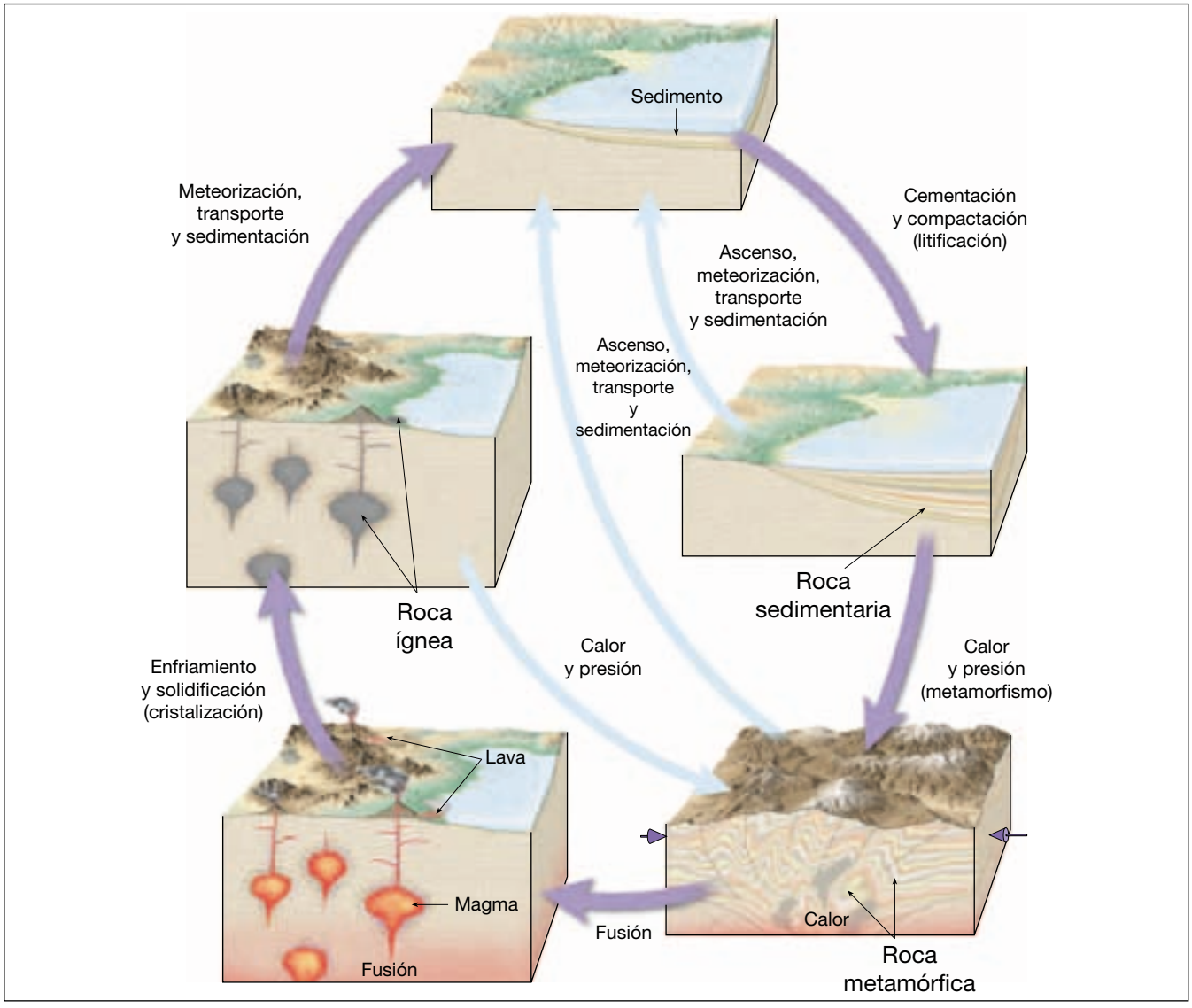
▲ **Figura 1.10** Rocas metamórficas comunes. **A.** El gneis a menudo presenta bandas y con frecuencia tiene una composición mineral similar a la del granito. **B.** El mármol es una roca de grano grueso, cristalina, no foliada, cuya roca madre es la caliza. (Fotos: E. J. Tarbuck.)

roca resultante es similar a una roca ígnea de grano grueso. Este equivalente metamórfico no foliado de la caliza se denomina *mármol* (Figura 1.10B).

En todos los continentes afloran áreas extensas de rocas metamórficas. Estas rocas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, donde constituyen una gran porción del núcleo cristalino de las montañas. Incluso debajo de los interiores continentales estables, que en general están cubiertos por rocas sedimentarias, hay basamentos de rocas metamórficas. En todos estos ambientes, las rocas metamórficas suelen estar muy deformadas y contienen grandes intrusiones de masas ígneas. De hecho, partes importantes de la corteza continental de la Tierra están compuestas por rocas metamórficas y rocas ígneas asociadas.

El ciclo de las rocas: uno de los subsistemas de la Tierra

La Tierra es un sistema. Esto significa que nuestro planeta está formado por muchas partes interactuantes que forman un todo complejo. En ningún otro lugar se ilustra mejor esta idea que al examinar el ciclo de las rocas (Figura 1.11). El **ciclo de las rocas** nos permite examinar muchas de las interrelaciones entre las diferentes partes del sistema Tierra. Nos ayuda a entender el origen de las



▲ **Figura 1.11** Consideradas a lo largo de espacios temporales muy prolongados, las rocas están en constante formación, cambio y reformación. El ciclo de las rocas nos ayuda a entender el origen de los tres grupos básicos de rocas. Las flechas representan los procesos que enlazan cada grupo con los demás.

rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, y a ver que cada tipo está vinculado a los otros por los procesos que actúan sobre y dentro del planeta. Aprender bien el ciclo de las rocas permite examinar sus interrelaciones con mayor detalle a lo largo de este libro.

Ciclo básico. Empecemos en la parte inferior de la Figura 1.11. El **magma** es la roca fundida que se forma a una gran profundidad por debajo de la superficie de la Tierra. Con el tiempo, el magma se enfría y se solidifica. Este proceso, denominado *cristalización*, puede ocurrir debajo de la superficie terrestre o, después de una erupción volcánica, en la superficie. En cualquiera de las dos situaciones, las rocas resultantes se denominan *rocas ígneas*.

Si las rocas ígneas afloran en la superficie experimentarán *meteorización*, en la cual la acción de la atmósfera desintegra y descompone lentamente las rocas. Los materiales resultantes pueden ser desplazados pendiente abajo por la gravedad antes de ser captados y transportados por algún agente erosivo como las aguas superficiales, los glaciares, el viento o las olas. Por fin, estas partículas y sustancias disueltas, denominadas *sedimentos*, son depositadas. Aunque la mayoría de los sedimentos acaba llegando al océano, otras zonas de acumulación son las llanuras de inundación de los ríos, los desiertos, los pantanos y las dunas.

A continuación, los sedimentos experimentan *litificación*, un término que significa «conversión en roca». El sedimento suele litificarse dando lugar a una *roca sedimentaria* cuando es compactado por el peso de las capas suprayacentes o cuando es cementado conforme el agua subterránea de infiltración llena los poros con materia mineral.

Si la roca sedimentaria resultante se entierra profundamente dentro de la tierra e interviene en la dinámica de formación de montañas, o si es intruida por una masa de magma, estará sometida a grandes presiones o a un calor intenso, o a ambas cosas. La roca sedimentaria reaccionará ante el ambiente cambiante y se convertirá en un tercer tipo de roca, una *roca metamórfica*. Cuando la roca metamórfica es sometida a cambios de presión adicionales o a temperaturas aún mayores, se fundirá, creando un magma, que acabará cristalizando en rocas ígneas.

Los procesos impulsados por el calor desde el interior de la Tierra son responsables de la creación de las rocas ígneas y metamórficas. La meteorización y la erosión, procesos externos alimentados por una combinación de energía procedente del Sol y la gravedad, producen el sedimento a partir del cual se forman las rocas sedimentarias.

Caminos alternativos. Las vías mostradas en el ciclo básico no son las únicas posibles. Al contrario, es exactamente igual de probable que puedan seguirse otras vías distintas de las descritas en la sección precedente. Esas alternativas se indican mediante las líneas azules en la Figura 1.11.

Las rocas ígneas, en vez de ser expuestas a la meteorización y a la erosión en la superficie terrestre, pueden permanecer enterradas profundamente. Esas masas pueden acabar siendo sometidas a fuertes fuerzas de compresión y a temperaturas elevadas asociadas con la formación de montañas. Cuando esto ocurre, se transforman directamente en rocas metamórficas.

Las rocas metamórficas y sedimentarias, así como los sedimentos, no siempre permanecen enterrados. Antes bien, las capas superiores pueden ser eliminadas, dejando expuestas las rocas que antes estaban enterradas. Cuando esto ocurre, los materiales son meteorizados y convertidos en nueva materia prima para las rocas sedimentarias.

Las rocas pueden parecer masas invariables, pero el ciclo de las rocas demuestra que no es así. Los cambios, sin embargo, requieren tiempo; grandes cantidades de tiempo.

Resumen

- *Geología* significa «el estudio de la Tierra». Las dos amplias ramas de la Geología son: (1) la *Geología física*, que examina los materiales que componen la Tierra y los procesos que actúan debajo y encima de su superficie; y (2) la *Geología histórica*, que intenta comprender el origen de la Tierra y su desarrollo a lo largo del tiempo.
- La relación entre las personas y el medio ambiente es un objetivo importante de la Geología y abarca los riesgos naturales, los recursos y la influencia humana en los procesos geológicos.
- Durante los siglos XVII y XVIII, el *catastrofismo* influyó en la formulación de explicaciones sobre la Tierra. El catastrofismo establece que los paisajes terrestres se han desarrollado fundamentalmente debido a grandes catástrofes. Por el contrario, el *uniformismo*, uno de los principios fundamentales de la Geología

moderna, avanzado por *James Hutton* a finales del siglo XVIII, establece que las leyes físicas, químicas y biológicas que actúan en la actualidad han actuado también en el pasado geológico. Esta idea suele resumirse como «el presente es la clave para el pasado». Hutton sostenía que los procesos que parecen ser lentos, podrían, a lo largo de lapsos prolongados de tiempo, producir efectos que fueran exactamente tan grandes como los resultantes de acontecimientos catastróficos súbitos.

- Utilizando los principios de la *datación relativa*, la ordenación de los acontecimientos en su secuencia u orden apropiados sin conocer su edad absoluta en años, los científicos desarrollaron una escala de tiempo geológico durante el siglo XIX. Pueden establecerse fechas relativas aplicando principios como los de la *ley de superposición* y el *principio de sucesión biótica*.

- Toda ciencia se basa en la suposición de que el mundo natural se comporta de una manera constante y predecible. El proceso mediante el cual los científicos recogen datos y formulan *hipótesis* y *teorías* científicas se denomina *método científico*. Para determinar lo que ocurre en el mundo natural, los científicos suelen: (1) realizar observaciones; (2) desarrollar una hipótesis científica; (3) construir experimentos para comprobar la hipótesis, y (4) aceptar, modificar o rechazar la hipótesis después de haberla sometido a prueba. Otros descubrimientos representan ideas puramente teóricas que han soportado un examen exhaustivo. Algunos avances científicos se han realizado cuando se produjo un acontecimiento totalmente inesperado durante un experimento.

- El medio físico de la Tierra se divide tradicionalmente en tres partes principales: la Tierra sólida; la porción de agua de nuestro planeta, la *hidrosfera;* y la envuelta gaseosa de la Tierra, la *atmósfera*. Además, la *biosfera*, la totalidad de vida sobre la Tierra, interacciona con cada uno de los tres reinos físicos y es igualmente una parte integrante de la Tierra.

- Aunque cada una de las cuatro esferas de la Tierra puede estudiarse por separado, todas ellas están relacionadas en un todo complejo y continuamente interactuante que denominamos *sistema Tierra*. La *ciencia del sistema Tierra* utiliza una aproximación interdisciplinaria para integrar el conocimiento de varios ámbitos académicos en el estudio de nuestro planeta y sus problemas ambientales globales.

- Un *sistema* es un grupo de partes interactuantes que forman un todo complejo. Los *sistemas cerrados* son aquellos en los que la energía entra y sale libremente, mientras que la materia no entra ni sale del sistema. En un sistema abierto, tanto la energía como la materia entran y salen del sistema.

- La mayoría de sistemas naturales tiene mecanismos que tienden a intensificar el cambio, llamados *mecanismos de realimentación positiva*, y otros mecanismos, denominados *mecanismos de realimentación negativa*, que tienden a resistir el cambio y, así, a estabilizar el sistema.

- Las dos fuentes de energía que alimentan el sistema Tierra son: (1) el Sol, que impulsa los procesos externos que tienen lugar en la atmósfera, la hidrosfera y la superficie de la Tierra; y (2) el calor del interior de la Tierra, que alimenta los procesos internos que producen los volcanes, los terremotos y las montañas.

- La *hipótesis de la nebulosa primitiva* describe la formación del Sistema Solar. Los planetas y el Sol empezaron a formarse hace unos 5.000 millones de años a partir de una gran nube de polvo y gases. Conforme la nube se contraía, empezó a rotar y a adoptar una forma de disco. El material que era lanzado gravitacionalmente hacia el centro se convirtió en el *protosol*. Dentro del disco en rotación, pequeños centros, denominados *protoplanetas*, absorbían cada vez más cantidad de los restos de la nube. Debido a las elevadas temperaturas cerca del Sol, los planetas interiores fueron incapaces de acumular muchos de los elementos que se evaporan a bajas temperaturas. Debido a las temperaturas muy frías existentes en la lejanía del Sol, los planetas exteriores, grandes, consisten en enormes cantidades de materiales más ligeros. Esas sustancias gaseosas explican los tamaños comparativamente grandes y las bajas densidades de los planetas externos.

- La estructura interna de la Tierra se establece en capas basadas en diferencias de composición química y en los cambios de las propiedades físicas. En cuanto a composición, la Tierra se divide en una *corteza* externa delgada, un *manto* rocoso sólido y un *núcleo* denso. Según sus propiedades físicas, las capas de la Tierra son: (1) la *litosfera*, la capa externa rígida y fría cuyo grosor medio es de unos 100 kilómetros; (2) la *astenosfera*, una capa relativamente dúctil situada en el manto debajo de la litosfera; (3) la *mesosfera*, más rígida, donde las rocas están muy calientes y son ca-

paces de fluir de una manera muy gradual; (4) el *núcleo externo* líquido, donde se genera el campo magnético de la Tierra; y (5) el *núcleo interno* sólido.

- Las dos divisiones principales de la superficie terrestre son los continentes y las cuencas oceánicas. Una diferencia significativa son sus alturas relativas. Las diferencias de elevación entre los continentes y las cuencas oceánicas son consecuencia principalmente de diferencias entre sus densidades y grosores respectivos.
- Las estructuras más grandes de los continentes pueden dividirse en dos categorías: los *cinturones montañosos* y el *interior estable*. El fondo oceánico se divide en tres grandes unidades topográficas: los *márgenes continentales*, las *cuencas oceánicas profundas* y las *dorsales oceánicas*.
- El *ciclo de las rocas* es uno de los muchos ciclos o bucles del sistema Tierra en los que la materia se recicla. El ciclo de las rocas es una manera de observar muchas de las interrelaciones de la Geología. Ilustra el origen de los tres tipos de rocas básicos y el papel de varios procesos geológicos en la transformación de un tipo de roca en otro.

Preguntas de repaso

1. La Geología se divide tradicionalmente en dos amplias áreas. Nombre y describa esas dos subdivisiones.
2. Describa brevemente la influencia de Aristóteles en las ciencias geológicas.
3. ¿Cómo percibían la edad de la Tierra quienes proponían el catastrofismo?
4. Describa la doctrina del uniformismo. ¿Cómo consideraban los defensores de esta idea la edad de la Tierra?
5. ¿Cuál es la edad aproximada de la Tierra?
6. La escala de tiempo geológico se estableció sin la ayuda de la datación radiométrica. ¿Qué principios se utilizaron para desarrollar esta escala temporal?
7. ¿En qué se diferencia una hipótesis científica de una teoría científica?
8. Enumere y describa brevemente las cuatro «esferas» que constituyen nuestro medio ambiente.
9. ¿En qué se diferencia un sistema abierto de un sistema cerrado?
10. Compare los mecanismos de realimentación positiva y los mecanismos de realimentación negativa.
11. ¿Cuáles son las dos fuentes de energía del sistema Tierra?
12. Enumere y describa brevemente los acontecimientos que llevaron a la formación del Sistema Solar.
13. Enumere y describa brevemente las capas composicionales en las que se divide la Tierra.
14. Compare la astenosfera y la litosfera.
15. Describa la distribución general de las montañas más jóvenes de la Tierra.
16. Distinga entre escudos y plataformas estables.
17. Enumere las tres principales unidades topográficas del fondo oceánico.
18. Diga el nombre de cada una de las rocas que se describen a continuación:
    - Roca volcánica de grano grueso.
    - Roca detrítica rica en partículas de tamaño limo.
    - Roca negra de grano fino que compone la corteza oceánica.
    - Roca no foliada cuya roca madre es la caliza.
19. Para cada una de las siguientes características, indique si está asociada con las rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas:
    - Puede ser plutónica o volcánica.
    - Litificada por compactación y cementación.
    - La arenisca es un ejemplo.
    - Algunos miembros de este grupo tienen foliación.
    - Este grupo se divide en las categorías detrítica y química.
    - El gneis forma parte de este grupo.
20. Utilizando el ciclo de las rocas, explique la afirmación: «una roca es la materia prima para otra».

Términos fundamentales

astenosfera
atmósfera
biosfera
catastrofismo
ciclo de las rocas
corteza
cratón
cuenca oceánica profunda
datación relativa
dorsal oceánica (centro-oceánica)
escudo
fosa submarina
Geología
Geología física
Geología histórica
hidrosfera
hipótesis
hipótesis de la nebulosa primitiva
litosfera
llanura abisal
manto
manto inferior
margen continental
mecanismo de realimentación negativa
mecanismo de realimentación positiva
mesosfera
modelo
monte submarino
nebulosa solar
núcleo
núcleo externo
núcleo interno
paradigma
pie de talud
plataforma continental
plataforma estable
roca ígnea
roca metamórfica
roca sedimentaria
sistema
sistema abierto
sistema cerrado
principio de superposición
talud continental
teoría
uniformismo

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 2

Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época
- Encaje de los continentes
- Evidencias paleontológicas
- Tipos de rocas y semejanzas estructurales
- Evidencias paleoclimáticas

El gran debate
- Rechazo de la hipótesis de la deriva continental
- La deriva continental y el método científico

Deriva continental y paleomagnetismo
- El campo magnético de la Tierra y paleomagnetismo
- Deriva polar aparente

Comienzo de una revolución científica
- La hipótesis de la expansión del fondo oceánico
- Inversiones magnéticas: pruebas de la expansión del fondo oceánico
- La última pieza de un rompecabezas

Tectónica de placas: el nuevo paradigma
- Principales placas de la Tierra
- Bordes de placa

Bordes divergentes
- Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico
- La fragmentación continental

Bordes convergentes
- Convergencia oceánica-continental
- Convergencia oceánica-oceánica
- Convergencia continental-continental

Bordes de falla transformante (bordes pasivos)

Comprobación del modelo de la tectónica de placas
- Pruebas procedentes de sondeos oceánicos
- Puntos calientes y plumas del manto

Medición del movimiento de las placas
- El paleomagnetismo y los movimientos de placas
- Medición de las velocidades de las placas desde el espacio

¿Qué impulsa los movimientos de las placas?
- Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas
- Modelos de convección placas-manto

La importancia de la teoría de la tectónica de placas

La idea de que los continentes van a la deriva por la superficie de la Tierra se introdujo a principios del siglo XX. Esta propuesta contrastaba por completo con la opinión establecida de que las cuencas oceánicas y los continentes son estructuras permanentes muy antiguas. Esta opinión era respaldada por las pruebas recogidas del estudio de las ondas sísmicas que revelaron la existencia de un manto sólido rocoso que se extendía hasta medio camino hacia el centro de la Tierra. El concepto de un manto sólido indujo a la mayoría de investigadores a la conclusión de que la corteza externa de la Tierra no podía moverse.

Durante este período, la opinión convencional de la comunidad científica era que las montañas se forman a causa de las fuerzas compresivas que se iban originando a medida que la Tierra se enfriaba paulatinamente a partir de un estado fundido previo. Sencillamente la explicación era la siguiente: a medida que el interior se enfriaba y se contraía, la capa externa sólida de la Tierra se deformaba mediante pliegues y fallas para ajustarse al planeta, que se encogía. Se consideraban las montañas como algo análogo a las arrugas que aparecen en la piel de la fruta cuando se seca. Este modelo de los procesos tectónicos* de la Tierra, aunque inadecuado, estaba profundamente arraigado en el pensamiento geológico de la época.

Desde la década de los años sesenta, nuestra comprensión de la naturaleza y el funcionamiento de nuestro planeta han mejorado de manera espectacular. Los científicos se han dado cuenta de que la corteza externa de la Tierra es móvil y de que los continentes migran de una manera gradual a través del planeta. Además, en algunas ocasiones las masas continentales se separan y crean nuevas cuencas oceánicas entre los bloques continentales divergentes. Entretanto, porciones más antiguas del fondo oceánico se sumergen de nuevo en el manto en las proximidades de las fosas submarinas. A causa de estos movimientos, los bloques de material continental chocan y generan las grandes cadenas montañosas de la Tierra. En pocas palabras, ha surgido un nuevo modelo revolucionario de los procesos tectónicos de la Tierra.

Este cambio profundo de la comprensión científica se ha descrito de manera muy acertada como una revolución científica. La revolución empezó como una propuesta relativamente clara de Alfred Wegener, llamada deriva continental. Después de muchos años de acalorado debate, la gran mayoría de la comunidad científica rechazó la hipótesis de Wegener de los continentes a la deriva. El concepto de una Tierra móvil era particularmente desagradable para los geólogos norteamericanos, quizás porque la mayoría de las pruebas que lo respaldaban procedían de los continentes meridionales, desconocidos para la mayoría de ellos.

Durante las décadas de los años cincuenta y sesenta, nuevos tipos de pruebas empezaron a reavivar el interés por esta propuesta que estaba casi abandonada. En 1968, esos nuevos avances indujeron el desarrollo de una explicación mucho más completa que incorporaba aspectos de la deriva continental y de la expansión del fondo oceánico: una teoría conocida como tectónica de placas.

En este capítulo, examinaremos los acontecimientos que llevaron a este gran cambio de la opinión científica en un intento de proporcionar una visión de cómo funciona la ciencia. También describiremos brevemente los avances que tuvieron lugar desde la concepción del concepto de deriva continental, examinaremos los motivos por los que se rechazó al principio y consideraremos las pruebas que finalmente condujeron a la aceptación de la teoría de la tectónica de placas.

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época

La idea de que los continentes, sobre todo Sudamérica y África, encajan como las piezas de un rompecabezas, se originó con el desarrollo de mapas mundiales razonablemente precisos. Sin embargo, se dio poca importancia a esta noción hasta 1915, cuando Alfred Wegener, meteorólogo y geofísico alemán, publicó *El origen de los continentes y los océanos*. En este libro, que se publicó en varias ediciones, Wegener estableció el esbozo básico de su radical hipótesis de la **deriva continental**.

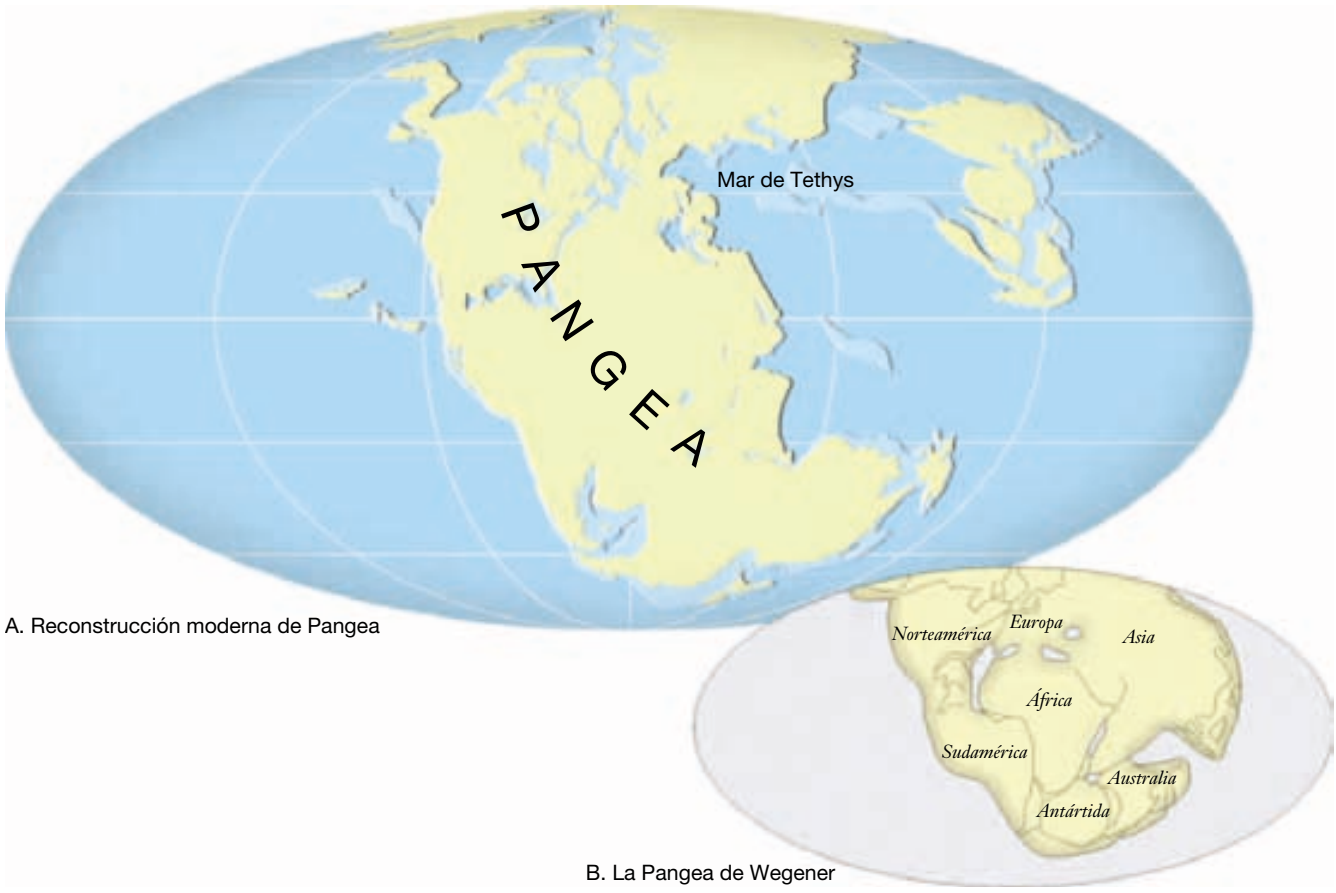
Wegener sugirió que en el pasado había existido un *supercontinente* único denominado **Pangea** (*pan* = todo, *gea* = Tierra) (Figura 2.1). Además planteó la hipótesis de que en la era Mesozoica, hace unos 200 millones de años, este supercontinente empezó a fragmentarse en continentes más pequeños, que «derivaron» a sus posiciones actuales. Se cree que la idea de Wegener de que los continentes pudieran separarse se le pudo ocurrir al observar la fragmentación del hielo oceánico durante una expedición a Groenlandia entre 1906 y 1908.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Si todos los continentes estaban unidos durante el período de Pangea, ¿qué aspecto tenía el resto de la Tierra

Cuando todos los continentes estaban unidos, también debió existir un océano enorme que los rodeaba. Este océano se denomina *Panthalassa* (*pan* = todo; *thalassa* = mar). Panthalassa tenía varios mares más pequeños, uno de los cuales era el poco profundo *mar de Tethys*, situado en el centro (*véase* Figura 2.1). Hace unos 180 millones de años, el supercontinente Pangea empezó a separarse y las distintas masas continentales que hoy conocemos empezaron a derivar hacia sus posiciones geográficas actuales. Hoy todo lo que queda de Panthalassa es el océano Pacífico, cuyo tamaño ha ido disminuyendo desde la fragmentación de Pangea.

* Por *Tectónica* se entiende el estudio de los procesos que deforman la corteza de la Tierra y las principales características estructurales producidas por esa deformación, como las montañas, los continentes y las cuencas oceánicas.



▲ **Figura 2.1** Reconstrucción de Pangea como se piensa que era hace 200 millones de años. **A.** Reconstrucción moderna. **B.** Reconstrucción realizada por Wegener en 1915.

Wegener y quienes defendían esta hipótesis recogieron pruebas sustanciales que respaldaban sus opiniones. El ajuste de Sudamérica y África y la distribución geográfica de los fósiles y los climas antiguos parecían apoyar la idea de que esas masas de tierra, ahora separadas, estuvieron juntas en alguna ocasión. Examinemos sus pruebas.

Encaje de los continentes

Como algunos antes que él, Wegener sospechó por primera vez que los continentes podrían haber estado unidos en alguna ocasión al observar las notables semejanzas existentes entre las líneas de costa situadas a los dos lados del Atlántico. Sin embargo, la utilización que él hizo de las líneas de costa actuales para hacer encajar los continentes fue inmediatamente contestada por otros geólogos. Estos últimos sostenían, correctamente, que las líneas de costa están siendo continuamente modificadas por procesos erosivos y sedimentarios. Aun cuando hubiera tenido lugar el desplazamiento de los continentes, sería improbable tal ajuste en la actualidad. Wegener parecía consciente de este hecho, ya que su ajuste original de los continentes era muy aproximado (Figura 2.1B).

Los científicos han determinado que una aproximación mucho mejor del verdadero límite externo de los continentes es la plataforma continental. En la actualidad, el borde de la plataforma continental se encuentra sumergido unos cuantos centenares de metros por debajo del nivel del mar. A principios de la década de los sesenta Sir Edward Bullard y dos de sus colaboradores produjeron un mapa en el que se intentaba ajustar los bordes de las plataformas continentales sudamericana y africana a profundidades de 900 metros. El notable ajuste que se obtuvo se muestra en la Figura 2.2. Aunque los continentes se solapaban en unos pocos lugares, se trata de regiones donde las corrientes han depositado grandes cantidades de sedimentos, aumentando con ello el tamaño de las plataformas continentales. El ajuste global fue incluso mejor de lo que habrían sospechado quienes apoyaban la teoría de la deriva continental.



Recuadro 2.1 ▶ Entender la Tierra

Fragmentación de Pangea

Wegener utilizó las pruebas procedentes de fósiles, tipos de rocas y climas antiguos para crear un ajuste de los continentes en forma de rompecabezas, creando así su supercontinente, Pangea. De una manera similar, pero utilizando herramientas modernas de las que carecía Wegener, los geólogos han recreado las etapas de fragmentación de este supercontinente, un acontecimiento que empezó hace cerca de 200 millones de años. A partir de este trabajo, se han establecido bien las fechas en las que fragmentos individuales de corteza se separaron unos de otros y también sus movimientos relativos (Figura 2.A).

Una consecuencia importante de la fragmentación de Pangea fue la creación de una «nueva» cuenca oceánica: el atlántico. Como puede verse en la parte B de la Figura 2.A, la separación del supercontinente no fue simultánea a lo largo de los bordes del Atlántico. Lo primero que se separó fueron Norteamérica y África.

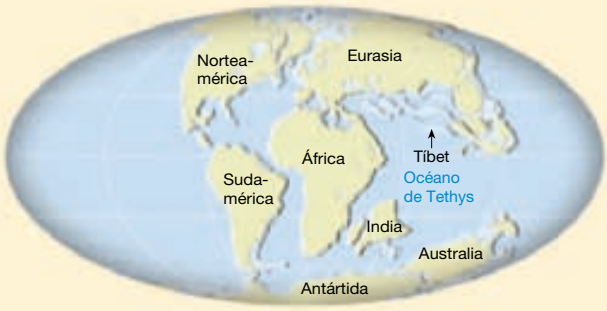
Allí, la corteza continental estaba muy fracturada, lo que proporcionaba vías para que grandes cantidades de lava fluida alcanzaran la superficie. En la actualidad estas lavas están representadas por las rocas ígneas meteorizadas que se encuentran a lo largo de la costa oriental de Estados Unidos, principalmente enterradas debajo de las rocas sedimentarias que forman la plataforma continental. La datación radiométrica de estas lavas solidificadas indica que la separación empezó en



A. Hace 200 millones de años (Jurásico inferior)



B. Hace 150 millones de años (Jurásico superior)



C. Hace 90 millones de años (Cretáceo)



D. Hace 50 millones de años (Cenozoico inferior)



E. Hace 20 millones de años (Cenozoico superior)



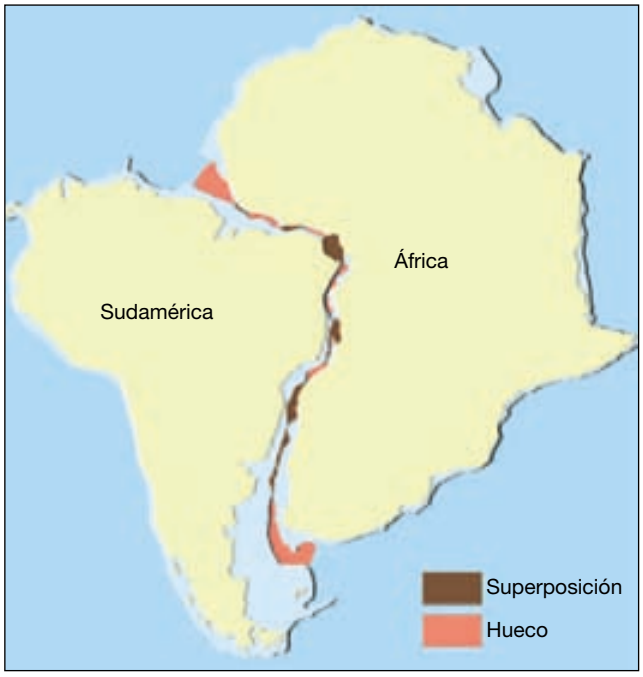
F. En la actualidad

▲ **Figura 2.A** Esquemas de la fragmentación de Pangea a lo largo de un período de 200 millones de años.

varios estadios hace entre 180 y 165 millones de años. Este lapso de tiempo puede utilizarse como la «fecha de nacimiento» de esta sección del Atlántico norte.

Hace 130 millones de años, el Atlántico sur empezó a abrirse cerca de la punta de lo que ahora es Sudáfrica. Conforme esta zona de separación migraba hacia el norte, el Atlántico sur se abría de manera gradual (compárense los esquemas B y C de la Figura 2.A). La fragmentación continua de la masa continental meridional condujo a la separación de África y la Antártida y empujó a la India a un viaje hacia el norte. Al principio del Cenozoico, hace unos 50 millones de años, Australia se había separado de la Antártida y el Atlántico sur había emergido como un océano completamente desarrollado (Figura 2.A, parte D).

Un mapa moderno (Figura 2.A, parte F) muestra que la India acabó colisionando con Asia, un acontecimiento que empezó hace unos 45 millones de años y creó la cordillera del Himalaya, junto con las tierras altas tibetanas. Aproximadamente al mismo tiempo, la separación de Groenlandia de Eurasia completó la fragmentación de la masa continental septentrional. Durante los últimos 20 millones de años, aproximadamente, de la historia de la Tierra, Arabia se separó de África y se formó el mar Rojo, y la Baja California se separó de Méjico, formando el golfo de California (Figura 2.A, parte E). Mientras, el arco de Panamá se unió a Norteamérica y Sudamérica, produciéndose así el aspecto moderno que conocemos de nuestro planeta.



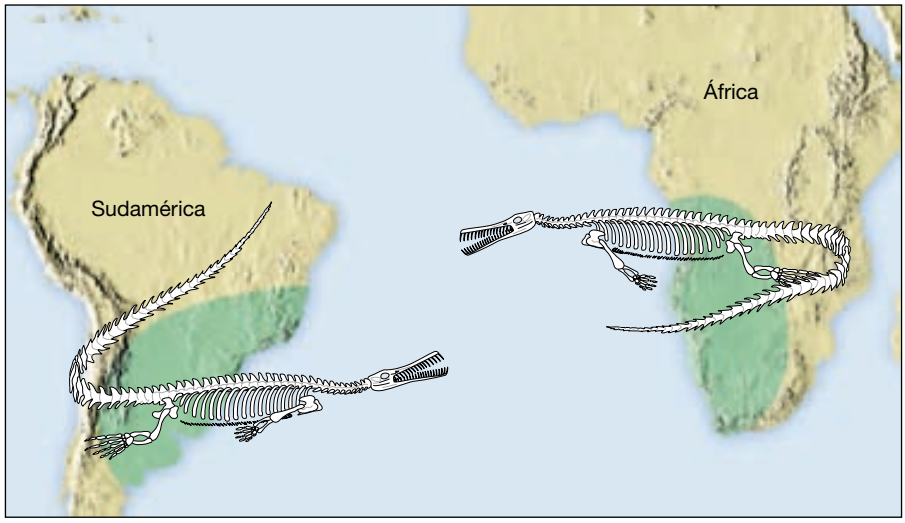
▲ **Figura 2.2** Aquí se muestra el mejor ajuste entre Sudamérica y África a lo largo del talud continental a una profundidad de unos 900 metros. Las áreas de solapamiento entre los bloques continentales están coloreadas en marrón. (Tomado de A. G. Smith, «Continental Drift». En *Understanding the Earth,* editado por I. G. Gass).

Evidencias paleontológicas

Aunque la semilla de la hipótesis de Wegener procedía de las notables semejanzas de los márgenes continentales a ambos lados del Atlántico, al principio pensó que la idea de una Tierra móvil era improbable. No fue hasta que supo que se habían encontrado organismos fósiles idénticos en rocas de Sudamérica y de África cuando empezó a tomar en serio esta idea. A través de una revisión de la literatura científica, Wegener descubrió que la mayoría de paleontólogos (científicos que estudian los restos fosilizados de organismos) estaban de acuerdo en que era necesario algún tipo de conexión continental para explicar la existencia de fósiles idénticos de formas de vida mesozoicas en masas de tierra tan separadas. (Igual que las formas de vida autóctonas de Norteamérica son muy distintas de las africanas, cabría esperar que durante la era Mesozoica los organismos de continentes muy separados serían también bastante diferentes.)

Mesosaurus Para añadir credibilidad a su argumento sobre la existencia de un supercontinente, Wegener citó casos documentados de varios organismos fósiles que se habían encontrado en diferentes masas continentales, a pesar de las escasas posibilidades de que sus formas vivas pudieran haber cruzado el vasto océano que ahora separa estos continentes. El ejemplo clásico es el del *Mesosaurus*, un reptil acuático depredador de peces cuyos restos fósiles se encuentran sólo en las lutitas negras del Pérmico (hace unos 260 millones de años) en el este de Sudamérica y en el sur de África (Figura 2.3). Si el *Mesosaurus* hubiera sido capaz de realizar el largo viaje a través del enorme océano Atlántico meridional, sus restos deberían tener una distribución más amplia. Como esto no era así, Wegener supuso que Sudamérica y África debieron haber estado juntas durante este período de la historia de la Tierra.

¿Cómo explicaban los científicos de la época de Wegener la existencia de organismos fósiles idénticos en lugares separados por miles de kilómetros de mar abierto? La explicación más ampliamente aceptada a este tipo de migraciones fueron los puentes de tierra transoceánicos (Figura 2.4). Sabemos, por ejemplo, que durante el último período glacial la bajada del nivel del mar permitió a los animales atravesar el corto estrecho de Bering entre Asia y Norteamérica. ¿Era posible que puentes de Tierra hubieran conectado en alguna ocasión África y Sudamérica y luego se hubieran sumergido por debajo del nivel del mar? Los mapas actuales del fondo oceánico confirman el argumento de Wegener de que nunca habían existido puentes de tierra de esta mag-



▶ **Figura 2.3** Se han encontrado fósiles de *Mesosaurus* a ambos lados del Atlántico sur y en ningún otro lugar del mundo. Los restos fósiles de éste y otros organismos en los continentes africano y sudamericano parecen unir estas masas de tierra entre el final del Paleozoico y el comienzo del Mesozoico.



▶ **Figura 2.4** Estos bocetos de John Holden ilustran varias explicaciones para la aparición de especies similares en masas de tierra que en la actualidad están separadas por un enorme océano. (Reimpreso con el permiso de John Holden.)

nitud. De ser así, sus restos estarían todavía debajo del nivel del mar.

Glossopteris Wegener citó también la distribución del helecho fósil *Glossopteris* como una prueba de la existencia de Pangea. Se sabía que esta planta, caracterizada por sus grandes semillas de difícil distribución, estaba muy dispersa entre África, Australia, India y Sudamérica durante el Paleozoico tardío. Más tarde, se descubrieron también restos fósiles de *Glossopteris* en la Antártida. Wegener también sabía que esos helechos con semilla y la flora asociada con ellos crecían sólo en un clima subpolar. Por consiguiente, llegó a la conclusión de que cuando las masas de tierra estuvieron unidas se encontraban mucho más cerca del Polo Sur.

Organismos actuales En una edición posterior de su libro, Wegener citó también la distribución de los organismos actuales como una prueba de apoyo para la deriva de los continentes. Por ejemplo, los organismos actuales cuyos antepasados eran similares tuvieron que evolucionar claramente en aislamiento durante las últimas decenas de millones de años. El caso más obvio son los marsupiales australianos (como los canguros), que tienen un vínculo

fósil directo con la zarigüeya, marsupial encontrado en el continente americano. Después de la fragmentación de Pangea, los marsupiales australianos siguieron un camino evolutivo distinto que las formas vivas del continente americano relacionadas con ellos.

Tipos de rocas y semejanzas estructurales

Cualquiera que haya intentado hacer un rompecabezas sabe que, además de que las piezas encajen, la imagen debe ser también continua. La imagen que debe encajar en el «rompecabezas de la deriva continental» es la de los continentes. Si los continentes estuvieron juntos en el pasado, las rocas situadas en una región concreta de un continente deben parecerse estrechamente en cuanto a edad y tipo con las encontradas en posiciones adyacentes del continente con el que encajan. Wegener encontró pruebas de rocas ígneas de 2.200 millones de años de antigüedad en Brasil que se parecían mucho a rocas de antigüedad semejante encontradas en África.

Pruebas similares existen en forma de cinturones montañosos que terminan en la línea de costa, sólo para reaparecer en las masas continentales situadas al otro lado del océano. Por ejemplo, el cinturón montañoso que comprende los Apalaches tiene una orientación noreste en el este de Estados Unidos y desaparece en la costa de Terranova. Montañas de edad y estructuras comparables se encuentran en las Islas Británicas y Escandinavia. Cuando se reúnen esas masas de tierra, como en la Figura 2.5, las cadenas montañosas forman un cinturón casi continuo.

Wegener debía de estar convencido de que las semejanzas en la estructura de las rocas en ambos lados del Atlántico relacionaban esas masas de tierra cuando dijo: «Es como si fuéramos a recolocar los trozos rotos de un periódico juntando sus bordes y comprobando después si las líneas impresas coinciden. Si lo hacen, no queda más que concluir que los trozos debían juntarse realmente de esta manera».

Evidencias paleoclimáticas

Dado que Wegener era meteorólogo de profesión, estaba muy interesado en obtener datos paleoclimáticos (*paleo* = antiguo, *climatic* = clima) en apoyo de la deriva continental. Sus esfuerzos se vieron recompensados cuando encontró pruebas de cambios climáticos globales aparentemente notables durante el pasado geológico. En concreto, dedujo de depósitos glaciares antiguos que grandes masas de hielo cubrían extensas áreas del hemisferio Sur, a finales del Paleozoico (hace unos 300 millones de años). En el sur de África y en Sudamérica se encontraron capas de sedimentos transportados por los glaciares de la misma edad, así como en India y en Australia. Gran parte de las



▲ **Figura 2.5** Unión de cordilleras montañosas a través del Atlántico Norte. Los Apalaches se sitúan a lo largo del flanco oriental de América del Norte y desaparecen de la costa de Terranova. Montañas de edad y estructuras comparables se encuentran en las islas Británicas y Escandinavia. Cuando esas masas de tierra se colocan en sus posiciones previas a la separación, esas cadenas montañosas antiguas forman un cinturón casi continuo. Esos cinturones montañosos plegados se formaron hace aproximadamente 300 millones de años conforme las masas de tierra colisionaron durante la formación del supercontinente Pangea.

zonas que contienen pruebas de esta glaciación paleozoica tardía se encuentra en la actualidad en una franja de 30 grados en torno al Ecuador en un clima subtropical o tropical.

¿Pudo la Tierra haber atravesado un período de frío suficiente como para generar extensos glaciares en zonas que son tropicales en la actualidad? Wegener rechazó esta explicación, porque durante el Paleozoico tardío existieron grandes pantanos tropicales en el hemisferio norte. Estas ciénagas, con su lujuriosa vegetación, se convirtieron finalmente en los principales campos de carbón del este de Estados Unidos, Europa y Siberia.

Los fósiles de estos niveles de carbón indican que los helechos arbóreos que produjeron los depósitos de carbón tenían grandes frondas, lo que indica un ambiente tropical. Además, a diferencia de los árboles de los climas más fríos, estos árboles carecían de anillos de crecimiento, una característica de las plantas tropicales que crecen en regiones con fluctuaciones mínimas de la temperatura.

Wegener sugirió que el supercontinente Pangea proporcionaba una explicación más plausible para la glaciación del final del Paleozoico. En esta configuración los continentes meridionales están unidos y se sitúan cerca del Polo Sur (Figura 2.6B). Esto explicaría las condiciones necesarias para generar extensiones enormes de hielo glacial sobre gran parte del hemisferio meridional. Al mismo tiempo, esta geografía colocaría las masas septentrionales actuales más cerca del Ecuador y explicaría sus enormes depósitos de carbón. Wegener estaba tan convencido de que su explicación era correcta que escribió: «Esta prueba es tan convincente que, por comparación, todos los demás criterios deben ocupar una posición secundaria».

¿Cómo se desarrolló un glaciar en el centro de la caliente y árida Australia? ¿Cómo migran los animales terrestres a través de extensiones enormes de mar abierto?



▲ **Figura 2.6** Pruebas paleoclimáticas de la deriva continental. **A.** Casi al final del Paleozoico (hace unos 300 millones de años) los casquetes de hielo cubrían áreas extensas del hemisferio sur y la India. Las flechas indican la dirección del movimiento del hielo que puede deducirse de las estrías glaciares de la roca subyacente. **B.** Se muestran los continentes recolocados en su posición anterior, con el polo Sur situado aproximadamente entre la Antártida y África. Esta configuración explica las condiciones necesarias para generar un extenso casquete glaciar y también explica las direcciones del movimiento glaciar que se alejaban del polo Sur.

Por muy convincente que esta evidencia pudiera haber sido, pasaron 50 años antes de que la mayoría de la comunidad científica aceptara el concepto de la deriva continental y las conclusiones lógicas que de él se derivan.

El gran debate

La propuesta de Wegener no fue muy discutida hasta 1924, cuando su libro fue traducido al inglés, francés, español y ruso. Desde ese momento hasta su muerte, en 1930, su hipótesis de la deriva tuvo muchas críticas hostiles. El respetado geólogo norteamericano R. T. Chamberlain afirmó: «La hipótesis de Wegener es en general del tipo de las hipótesis poco fundadas, en las que se toman considerables libertades con nuestro planeta, y está menos ligada por restricciones o atada por hechos desagradables e inconvenientes que la mayoría de sus teorías rivales. Su atractivo parece radicar en el hecho de que se desarrolla un juego en el cual hay pocas reglas restrictivas y un código de conducta poco estipulado».

W. B. Scott, antiguo presidente de la Sociedad Filosófica Norteamericana, expresó la opinión que predominaba en Norteamérica sobre la deriva continental en menos palabras al describir la hipótesis como «un completo disparate».

Rechazo de la hipótesis de la deriva continental

Una de las principales objeciones a la hipótesis de Wegener parece haber procedido de su incapacidad para identificar un mecanismo capaz de mover los continentes a través del planeta. Wegener sugirió dos mecanismos posibles para la deriva continental. Uno de ellos era la fuerza gravitacional que la Luna y el Sol ejercen sobre la Tierra y que provoca las mareas. Wegener argumentaba que las fuerzas mareales afectarían principalmente la capa más externa de la Tierra, que se deslizaría como fragmentos continentales separados sobre el interior. Sin embargo, el destacado físico Harold Jeffreys contestó correctamente con el argumento de que las fuerzas mareales de la magnitud necesaria para desplazar los continentes habrían frenado la rotación de la Tierra en cuestión de unos pocos años.

Wegener sugirió también, de manera incorrecta, que los continentes más grandes y pesados se abrieron paso por la corteza oceánica de manera muy parecida a como los rompehielos atraviesan el hielo. Sin embargo, no existían pruebas que sugirieran que el suelo oceánico era lo bastante débil como para permitir el paso de los continentes sin deformarse él mismo de manera apreciable en el proceso.

En 1929, una fuerte oposición a la idea de Wegener procedía de todas las áreas de la comunidad científica. A

pesar de estas afrentas, Wegener escribió la cuarta y última edición de su libro, manteniendo su hipótesis básica y añadiendo nuevas pruebas de apoyo.

En 1930, hizo su cuarto y último viaje a la zona glaciar de Groenlandia. Aunque el objetivo fundamental de esta expedición era estudiar el duro clima invernal en esta isla cubierta de hielo, Wegener continuó comprobando su hipótesis de la deriva continental. Wegener creía que las determinaciones repetidas de la longitud en el mismo punto exacto verificarían la deriva de Groenlandia hacia el oeste con respecto a Europa. Aunque los primeros esfuerzos en los que se utilizaron métodos astronómicos parecían prometedores, los trabajadores daneses que tomaron las medidas en 1927, 1936, 1938 y 1948 no encontraron pruebas de la deriva. Por tanto, la prueba fundamental de Wegener fracasó y su hipótesis perdió crédito. En la actualidad las técnicas modernas permiten a los científicos medir el desplazamiento gradual de los continentes que Wegener había esperado detectar.

En noviembre de 1930, mientras volvía de Eismitte (una estación experimental localizada en el centro de Groenlandia), Wegener murió junto con su compañero. Su intrigante idea, sin embargo, no murió con él.

La deriva continental y el método científico

¿Qué fue mal? ¿Por qué no fue capaz Wegener de modificar el punto de vista científico establecido de su época? En primer lugar, aunque el núcleo de su hipótesis era correcto, contenía muchos detalles incorrectos. Por ejemplo, los continentes no se abren paso a través del suelo oceánico, y la energía de las mareas es demasiado débil para impulsar el movimiento de los continentes. Además, para que cualquier teoría científica exhaustiva gane aceptación general, debe hacer frente al examen crítico desde todas las áreas de la ciencia. Esa misma idea fue comentada muy bien por el propio Wegener en respuesta a sus críticos cuando dijo: «Los científicos todavía no parecen entender suficientemente que todas las ciencias deben aportar pruebas para desvelar el estado de nuestro planeta en los períodos más primitivos, y la verdad de la cuestión sólo puede alcanzarse combinando todas estas pruebas». A pesar de la gran contribución de Wegener a nuestro conocimiento de la Tierra, no *todas* las pruebas apoyaban la hipótesis de la deriva continental como él la había formulado. Por consiguiente, el propio Wegener respondió a la misma pregunta que probablemente él debió formularse muchas veces. «¿Por qué rechazan mi propuesta?»

Aunque muchos de los contemporáneos de Wegener se oponían a sus puntos de vista, incluso hasta considerarlo claramente ridículo, unos pocos consideraron plausibles sus ideas. Entre los más notables de este último grupo se encontraba el eminente geólogo sudafricano Alexander du Toit y el bien conocido geólogo escocés Arthur Holmes. En 1937, du Toit publicó *Our Wandering Continents*, donde eliminó algunos de los puntos más débiles de la teoría de Wegener y añadió una gran cantidad de nuevas pruebas en apoyo de su revolucionaria idea. En 1928 Arthur Holmes propuso el primer mecanismo impulsor plausible para la deriva continental. En el libro de Holmes *Geología física*, elaboraba esta idea sugiriendo que las corrientes de convección que actúan dentro del manto eran responsables de la propulsión de los continentes a través del planeta.

Para estos pocos geólogos que continuaron la búsqueda, el apasionante concepto del movimiento de los continentes atraía su interés. Otros consideraban la deriva continental como una solución a observaciones previamente inexplicables. Sin embargo, la mayor parte de la comunidad científica, en especial en Norteamérica, rechazó abiertamente la deriva continental o al menos la trató con un escepticismo considerable.

Deriva continental y paleomagnetismo

En las dos décadas siguientes al fallecimiento de Wegener en 1930, se arrojó muy poca luz nueva sobre la hipótesis de la deriva continental. Sin embargo, a mediados de la década de los años cincuenta, empezaron a surgir dos nuevas líneas de evidencia, que cuestionaban seriamente la comprensión científica básica del funcionamiento de la Tierra. Una línea procedía de las exploraciones del suelo oceánico y se tratará más adelante. La otra línea de pruebas procedía de un campo relativamente nuevo: el *paleomagnetismo*.

El campo magnético de la Tierra y el paleomagnetismo

Cualquiera que haya utilizado una brújula para orientarse sabe que el campo magnético de la Tierra tiene un polo norte y un polo sur magnéticos. En la actualidad estos polos magnéticos se alinean estrecha, pero no exactamente, con los polos geográficos. (Los polos geográficos, o polo norte y polo sur verdaderos, son los puntos en los que el eje de rotación terrestre hace intersección con la superficie.) El campo magnético de la Tierra es similar al generado por una barra imantada. Líneas de fuerza invisibles atraviesan el planeta y se extienden de un polo magnético al otro como se muestra en la Figura 2.7. La aguja de una brújula, un pequeño imán con libertad para rotar sobre un eje, se alinea con esas líneas de fuerza y apunta hacia los polos magnéticos.



Recuadro 2.2 ▸ Entender la Tierra

Alfred Wegener (1880-1930): explorador polar y visionario

Alfred Wegener, explorador polar y visionario, nació en Berlín en 1880. Completó sus estudios universitarios en Heidelberg e Innsbruck. Aunque obtuvo su doctorado en Astronomía (1905), también desarrolló un gran interés por la Meteorología. En 1906, él y su hermano Kurt establecieron un récord de duración de vuelo en globo al permanecer en el aire durante 52 horas, batiendo el récord anterior, de 17 horas. Ese mismo año, se incorporó a una expedición danesa al noreste de Groenlandia, donde es posible que se planteara por primera vez la posibilidad de la deriva continental. Ese viaje marcó el inicio de una vida dedicada a la exploración de esta isla cubierta por hielo donde moriría unos 25 años después.

Tras su primera expedición a Groenlandia, Wegener regresó a Alemania en 1908 y obtuvo un puesto académico como profesor de Meteorología y Astronomía. Durante esta época, firmó un artículo sobre la deriva continental y escribió un libro sobre Meteorología. Wegener volvió a Groenlandia entre 1912 y 1913 con su colega J. P. Koch para una expedición que distinguió a Wegener como la primera persona que hizo una travesía científica, de 1.200 kilómetros, del núcleo glaciar de la isla.

Poco después de su regreso de Groenlandia, Wegener se casó con Else Köppen, hija de Wladimir Köppen, un eminente climatólogo que desarrolló una clasificación de los climas del mundo que todavía hoy se utiliza. Poco después de su boda, Wegener combatió en la I Guerra Mundial, durante la que fue herido dos veces, pero permaneció en el ejército hasta el fin de la guerra. Durante su período de convalecencia, Wegener escribió su controvertido libro sobre la deriva continental titulado *The Origin of Continents and Oceans*. Wegener firmó las ediciones revisadas de 1920, 1922 y 1929.

Además de su pasión por encontrar pruebas que respaldaran la deriva continental, Wegener también escribió numerosos artículos científicos sobre Meteorología y Geofísica. En 1924 colaboró con su suegro, Köppen, en un libro sobre los cambios climáticos antiguos (paleoclimas).

En la primavera de 1930, Wegener partió a su cuarta y última expedición a su querida Groenlandia. Uno de los objetivos del viaje era establecer una base glaciar (estación Eismitte) situada a 400 kilómetros de la costa occidental de Groenlandia, a una elevación de casi 3.000 metros. Dado que el inusual mal tiempo entorpeció los intentos de establecer este puesto, sólo llegó al campo una parte de los suministros necesarios para los dos científicos allí emplazados.

Como jefe de la expedición, Wegener dirigió un grupo de auxilio formado por el meteorólogo Fritz Lowe y trece groenlandeses para reabastecer la estación Eismitte. La abundante nieve y unas temperaturas inferiores a los −50 °C hicieron que todos los groenlandeses salvo uno regresaran al campo base. Wegener, Lowe y Rasmus Villumsen continuaron caminando.

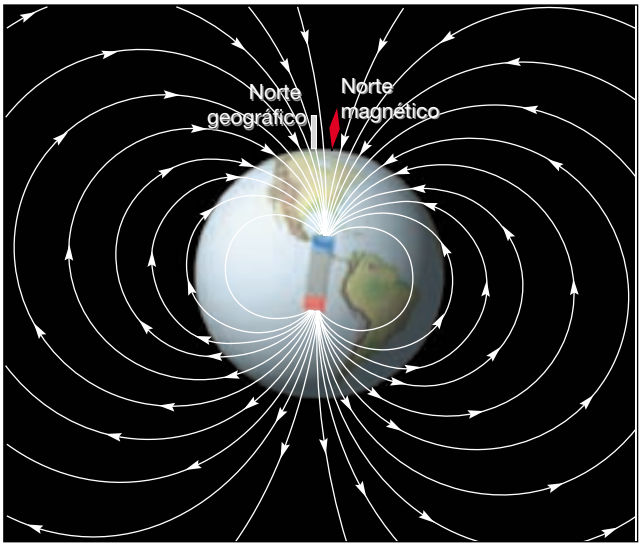
Cuarenta días después, el 30 de octubre de 1930, Wegener y sus dos compañeros llegaron a la estación Eismitte. Incapaces de establecer comunicación con el campo base, los investigadores a quienes se creía desesperadamente necesitados de suministros, habían conseguido excavar una cueva en el hielo a modo de refugio e intentado alargar sus suministros durante todo el invierno. La heroica carrera para transportar suministros había sido innecesaria.

Lowe decidió pasar el invierno en Eismitte debido a su agotamiento y que tenía los miembros congelados. Sin embargo, se dijo que Wegener «parecía tan fresco, feliz y en forma como si se hubiera ido a dar un paseo». Dos días después, el 1 de noviembre de 1930, celebraron el 50° cumpleaños de Wegener y él y su compañero groenlandés, Rasmus Villumsen, empezaron su camino cuesta abajo, de regreso a la costa. Nunca llegaron.

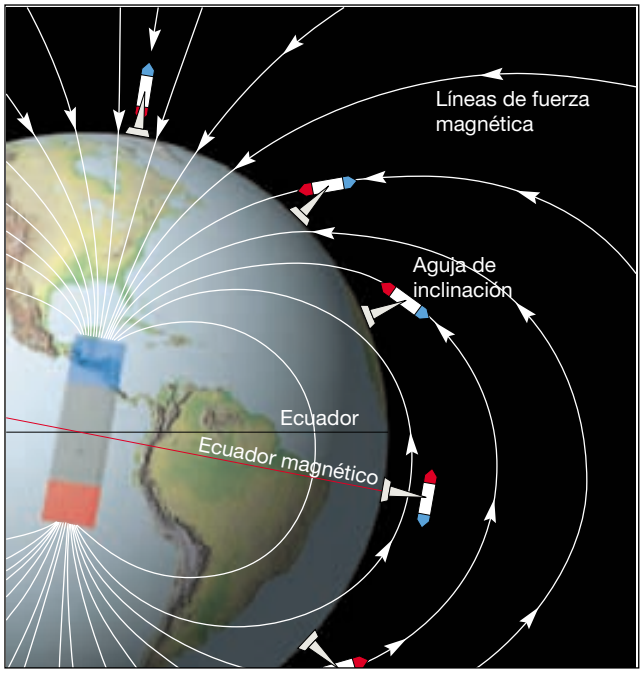
Debido a la imposibilidad de mantener contacto entre las estaciones durante los meses de invierno, se creyó que ambos habían pasado el invierno en Eismitte. Si bien se desconocen la fecha y la causa exactas de la muerte de Wegener, un equipo de búsqueda encontró su cuerpo debajo de la nieve, aproximadamente a medio camino entre Eismitte y la costa. Como se sabía que Wegener estaba en buena forma física y en su cuerpo no había señales de traumatismos, inanición o exposición a la intemperie, se cree que pudo sufrir un ataque cardíaco mortal. Se supone que Villumsen, el compañero groenlandés de Wegener, murió también durante el viaje, aunque nunca se encontraron sus restos.

El equipo de búsqueda enterró a Wegener en la posición en la que le habían encontrado y, con mucho respeto, construyeron un monumento de nieve. Después, en el mismo lugar se erigió una cruz de hierro de 6 metros. Desde hace tiempo todo ello ha desaparecido bajo la nieve y se ha acabado convirtiendo en una parte de este casquete glacial.

A diferencia de la fuerza de gravedad, no podemos percibir el campo magnético de la Tierra; su existencia se revela porque desvía la aguja de una brújula. De una manera parecida, ciertas rocas contienen minerales que sirven como «brújulas fósiles». Estos minerales ricos en hierro, como la *magnetita*, son abundantes en las coladas de lava de composición basáltica. Cuando se calientan por encima de una temperatura conocida como el **punto de Curie,** estos minerales magnéticos pierden su magnetismo. Sin embargo, cuando esos granos ricos en hierro se enfrían por debajo de su punto de Curie (aproximadamente 585 °C para la magnetita), se magnetizan de manera gradual según una dirección paralela a las líneas de fuerza magnéticas existentes en ese momento. Una vez que los minerales se solidifican, el magnetismo que poseen permanecerá «congelado» en



▲ **Figura 2.7** El campo magnético de la Tierra consiste en líneas de fuerza muy parecidas a las que produciría una barra imantada gigante si se colocara en el centro de la Tierra.

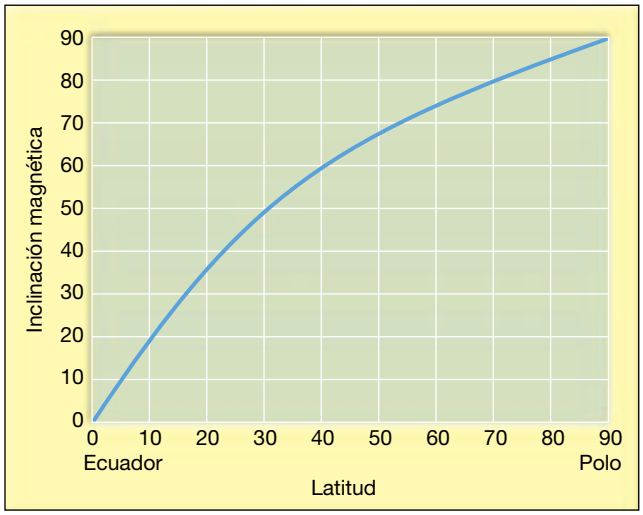


▲ **Figura 2.8** El campo magnético de la Tierra hace que una aguja de inclinación (brújula orientada en un plano vertical) se alinie con las líneas de fuerza magnética. El ángulo de inclinación disminuye de manera uniforme desde 90 grados en los polos magnéticos hasta 0 grados en el ecuador magnético. Por consiguiente, puede determinarse la distancia a los polos magnéticos desde el ángulo de inclinación.

esa posición. A este respecto, se comportan de manera muy parecida a como lo hace la aguja de una brújula: «apuntan» hacia la posición de los polos magnéticos existentes cuando se enfriaron. Luego, si la roca se mueve, o si cambia la posición del polo magnético, el magnetismo de la roca conservará, en la mayoría de los casos, su alineamiento original. Las rocas que se formaron hace miles o millones de años y que contienen un «registro» de la dirección de los polos magnéticos en el momento de su formación se dice que poseen **magnetismo remanente** o **paleomagnetismo.**

Otro aspecto importante del magnetismo de las rocas es que los minerales magnetizados no sólo señalan la dirección hacia los polos (como una brújula), sino que también proporcionan un medio para determinar la latitud de su origen. Para comprender cómo puede establecerse la latitud a partir del paleomagnetismo, imaginemos una aguja de brújula montada en un plano vertical, en vez de en posición horizontal como en las brújulas ordinarias. Como se muestra en la Figura 2.8, cuando esta brújula modificada (*aguja de inclinación*) se sitúa sobre el polo magnético norte, se alinea con las líneas de fuerza magnéticas y apunta hacia abajo. Sin embargo, a medida que esta aguja de inclinación se aproxima al Ecuador, el ángulo de inclinación se reduce hasta que la aguja queda horizontal al alinearse paralela con las líneas de fuerza horizontales en el Ecuador. Por tanto, a partir del ángulo de inclinación de esta aguja, puede determinarse la latitud.

De una manera similar, la inclinación del paleomagnetismo en las rocas indica la latitud de la roca *cuando se magnetizó*. En la Figura 2.9 se muestra la relación



▲ **Figura 2.9** Inclinación magnética y latitud correspondiente.

entre la inclinación magnética determinada para una muestra de roca y la latitud en la que se formó. Conociendo la latitud en la que se magnetizó una muestra de roca, puede determinarse también su distancia con respecto a los polos magnéticos. Por ejemplo, las lavas que

se forman en Hawaii en la actualidad (unos 20° N de latitud) se encuentran a alrededor de 70 grados del polo magnético norte. (En el supuesto de que la posición media del polo norte magnético es la misma que la del polo norte geográfico, que es de 90° N de latitud.) Por tanto, las rocas del pasado distante con una magnetización que indica que se formaron en una latitud de 40° N se habrían encontrado a 50° del polo norte magnético en el momento de su formación. Si estas mismas rocas se encontraran hoy en el ecuador, podríamos medir su magnetismo y determinar que se movieron 40 grados hacia el sur desde su formación.

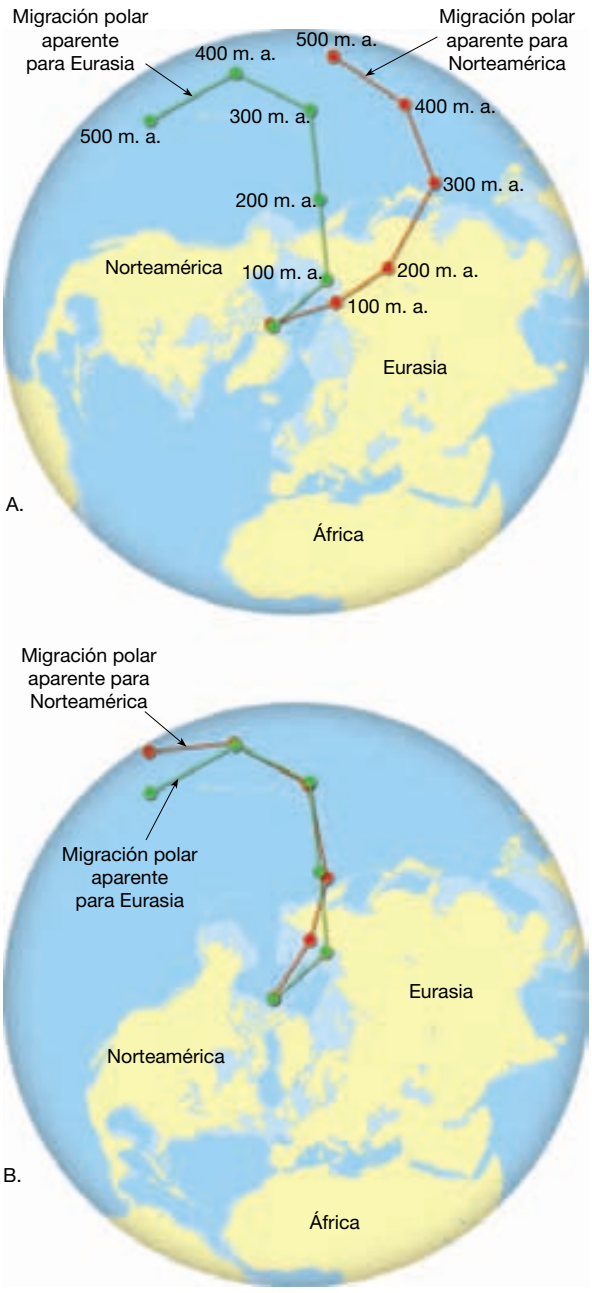
En resumen, el magnetismo de las rocas proporciona un registro de la dirección y la distancia a los polos magnéticos en el momento en el que se magnetizó una unidad rocosa.

Deriva polar aparente

Un estudio del magnetismo de las rocas llevado a cabo en Europa por S. K. Runcorn y su equipo durante los años cincuenta llevó a un descubrimiento inesperado. Se observó que el alineamiento magnético en los minerales ricos en hierro de las coladas de lava de diferentes épocas variaba mucho. Una representación de la posición aparente del polo norte magnético con respecto a Europa reveló que, durante los últimos 500 millones de años, la posición del polo había migrado de manera gradual desde una posición próxima a Hawaii hacia el norte a través de Siberia oriental y, por fin, a su localización actual (Figura 2.10A). Ésta era una prueba sólida a favor de que o bien los polos magnéticos se habían desplazado a lo largo del tiempo, una idea conocida como *deriva polar*; o bien que las coladas de lava se movían: en otras palabras, Europa se había desplazado con respecto a los polos.

Aunque se sabe que los polos magnéticos se mueven en una trayectoria errática en torno a los polos geográficos, los estudios de paleomagnetismo de numerosos puntos demuestran que las posiciones de los polos magnéticos, cuya media se ha calculado durante miles de años, se corresponden estrechamente con las posiciones de los polos geográficos. Por consiguiente, una explicación más aceptable para las trayectorias de la aparente migración de los polos era la proporcionada por la hipótesis de Wegener. Si los polos magnéticos se mantienen estacionarios, su *movimiento aparente* es producido por la deriva de los continentes.

Esta última idea fue apoyada aún más al comparar la latitud de Europa, determinada a partir del magnetismo fósil, con pruebas obtenidas de los estudios paleoclimáticos. Hay que recordar que durante el período Pensilvaniense (hace unos 300 millones de años) los pantanos del carbonífero cubrían gran parte de Europa. Durante este



▲ **Figura 2.10** Recorridos simplificados de migración aparente de los polos según se ha deducido de los datos paleomagnéticos de Norteamérica y Eurasia. **A.** El recorrido más occidental, determinado a partir de los datos procedentes de Norteamérica, se produjo por el movimiento hacia el oeste de Norteamérica siguiendo una trayectoria de unos 24 grados con respecto a Eurasia. **B.** Las dos trayectorias cuando se reúnen las masas de tierra.

mismo período, las pruebas paleomagnéticas sitúan a Europa cerca del Ecuador, un hecho compatible con el ambiente tropical indicado por esos depósitos de carbón.

Unos pocos años después se obtuvo otra prueba a favor de la deriva continental cuando se representó una

trayectoria de las migraciones polares para Norteamérica (Figura 2.10A). Resultó que las trayectorias para Norteamérica y Europa tenían formas similares pero estaban separadas por unos 30° de longitud. ¿Es posible que, cuando se cristalizaron esas rocas, hubiera dos polos norte magnéticos que migraron paralelos uno con respecto al otro? Los investigadores no han encontrado pruebas que respalden esta posibilidad. Sin embargo, las diferencias en esas trayectorias de deriva pueden reconciliarse si se colocan los dos continentes que en la actualidad están separados uno al lado del otro, como ahora creemos que se encontraron antes de que se abriera el océano Atlántico. Véase en la Figura 2.10B que estas trayectorias de deriva aparente casi coincidieron hace entre 400 y 160 millones de años, lo cual es una prueba de que Norteamérica y Europa estaban unidas durante este período y se movían, en relación con los polos, como parte del mismo continente.

Para los investigadores que conocían los datos paleomagnéticos y se fiaban de ellos, esto constituía una prueba de peso de que la deriva continental había ocurrido. Sin embargo, las técnicas utilizadas en la extracción de datos paleomagnéticos eran relativamente nuevas y no aceptadas universalmente. Además, la mayoría de geólogos no estaban familiarizados con los estudios en los que se utilizaba el paleomagnetismo y eran algo suspicaces con respecto a los resultados. Pese a esos problemas, las pruebas paleomagnéticas restituyeron la deriva continental como un tema respetable de la investigación científica. ¡Había empezado una nueva era!

Comienzo de una revolución científica

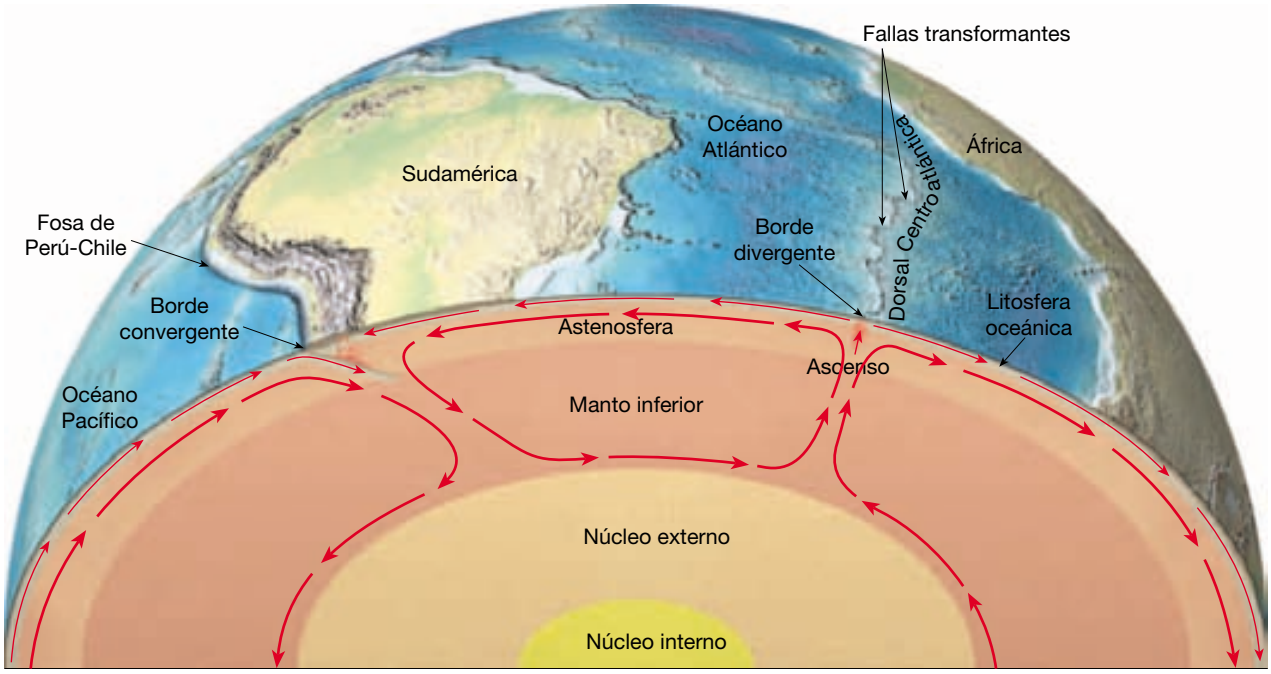
Después de la II Guerra Mundial, oceanógrafos equipados con nuevas herramientas marinas y una gran financiación de la Oficina Norteamericana de Investigación Naval se embarcaron en un período de exploración oceanográfica sin precedentes. Durante las dos décadas siguientes, empezó a surgir, de una manera lenta y laboriosa, una imagen mucho mejor de grandes extensiones del fondo oceánico. De estos estudios llegaría el descubrimiento del sistema global de dorsales oceánicas que serpentea por todos los principales océanos de una manera similar a las costuras de una pelota de béisbol. Uno de los segmentos de esta estructura interconectada se extiende por el centro del océano Atlántico y por ese motivo se la denomina *Dorsal Centroatlántica*. También fue importante el descubrimiento de un valle de rift central que se extiende a todo lo largo de la dorsal Centroatlántica. Esta estructura es una prueba de que las fuerzas tensionales apartan activamente la corteza oceánica en la cresta de la dorsal. Además, se observó que el sistema de dorsales oceánicas estaba caracterizado por un intenso volcanismo y un elevado flujo térmico.

En otras partes del océano se estaban haciendo también nuevos descubrimientos. Los estudios sobre terremotos llevados a cabo en el Pacífico occidental demostraron que se producía actividad tectónica a grandes profundidades por debajo de las fosas submarinas. Se descubrieron montañas submarinas de cima plana, llamadas *guyots*, a cientos de metros por debajo del nivel del mar. Se creía que estas estructuras habían sido previamente islas volcánicas cuyas cimas habían sido erosionadas antes de sumergirse por debajo del nivel del mar. De igual importancia fue el hecho de que los dragados del fondo oceánico no descubrieron corteza oceánica con una edad superior a los 180 millones de años. Además, las acumulaciones de sedimentos en las cuencas oceánicas profundas eran delgadas y no de miles de metros como se había predicho.

Muchos de estos descubrimientos eran inesperados y difíciles de encajar en el modelo existente de procesos tectónicos de la Tierra. Recordemos que los geólogos creían que el enfriamiento y la contracción del interior de la Tierra provocaban las fuerzas compresivas que deformaban la corteza mediante pliegues y fracturas. Las pruebas procedentes de la dorsal centroatlántica demostraron que allí al menos la corteza se estaba separando realmente. Además, la delgada capa de sedimentos que cubre el suelo oceánico requiere que la velocidad de sedimentación en el pasado geológico fuera muy inferior a la actual o que el suelo oceánico fuera en realidad mucho más joven de lo que antes se creía.

La hipótesis de la expansión del fondo oceánico

A principios de los años sesenta, Harry Hess, de la Universidad de Princeton, incorporó estos hechos recién descubiertos a una hipótesis que más tarde se denominaría **expansión del fondo oceánico.** En el artículo, ahora clásico, de Hess, proponía que las dorsales oceánicas estaban localizadas sobre zonas de ascenso convectivo en el manto (Figura 2.11). A medida que el material que asciende desde el manto se expande lateralmente, el suelo oceánico es transportado de una manera parecida a como se mueve una cinta transportadora alejándose de la cresta de la dorsal. En estos puntos, las fuerzas tensionales fracturan la corteza y proporcionan vías de intrusión magmática para generar nuevos fragmentos de corteza oceánica. Por tanto, a medida que el suelo oceánico se aleja de la cresta de la dorsal, es sustituido por nueva corteza. Hess propuso, además, que la rama descendente de una corriente de convección en el manto tiene lugar en los alre-



▲ **Figura 2.11** Expansión del fondo oceánico. Harry Hess propuso que la ascensión del material del manto a lo largo del sistema de dorsales centrooceánicas creaba nuevos fondos oceánicos. El movimiento de convección del material del manto transporta el fondo oceánico de una manera parecida a como se mueve una cinta transportadora hasta las fosas submarinas, donde el fondo oceánico desciende al manto.

dedores de las fosas submarinas*. Hess sugirió que éstas son sitios donde la corteza oceánica es empujada de nuevo hacia el interior de la Tierra. Como consecuencia, las porciones antiguas del suelo oceánico se van consumiendo de manera gradual a medida que descienden hacia el manto. Como resumió un investigador, «¡no sorprende que el suelo oceánico sea joven, está siendo renovado constantemente!».

Una de las ideas centrales de Hess era que «la corriente convectiva del manto provocaba el movimiento de la capa externa de toda la Tierra». Así, a diferencia de la hipótesis de Wegener de que los continentes se abrían paso por el suelo oceánico, Hess propuso que la parte horizontal de la corriente convectiva del manto transportaba de una manera pasiva los continentes. Además, en la propuesta de Hess se explicaba la juventud del fondo oceánico y la delgadez de los sedimentos. Pese a su atracción lógica, la expansión del fondo oceánico continuó siendo un tema muy controvertido durante algunos años.

Hess presentó su artículo como un «ensayo en geopoesía», lo que podría reflejar la naturaleza especulativa de su idea. O, como otros han sugerido, quizás quería desviar la crítica de quienes seguían siendo hostiles a la deriva continental. En cualquier caso, su hipótesis proporcionó ideas específicas demostrables, lo que constituye la marca distintiva de la buena ciencia.

Con el establecimiento de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, Harry Hess había iniciado otra fase de esta revolución científica. Las pruebas concluyentes que apoyaron esta idea procedieron, unos pocos años después del trabajo del joven estudiante de la Universidad de Cambridge, Fred Vine, y su supervisor, D. H. Matthews. La importancia de la hipótesis de Vine y Matthews radicaba en que conectó dos ideas que antes se pensaba que no estaban relacionadas: la hipótesis de la expansión del fondo oceánico y las inversiones magnéticas recién descubiertas (*véase* Recuadro 2.3).

Inversiones magnéticas: pruebas de la expansión del fondo oceánico

Aproximadamente en la misma época en que Hess formuló el concepto de la expansión del fondo oceánico, los geofísicos empezaban a aceptar el hecho de que, durante períodos de centenares de millares de años, el campo magnético de la Tierra cambia periódicamente de polaridad. Durante una **inversión geomagnética,** el polo norte magnético se convierte en el polo sur magnético, y viceversa.

* Aunque Hess propuso que la convección en la Tierra consiste en corrientes ascendentes procedentes del manto profundo de debajo de las dorsales oceánicas, ahora es evidente que estas corrientes ascendentes son estructuras someras no relacionadas con la convección profunda del manto. Trataremos este tema en el Capítulo 13.



Recuadro 2.3 ▶ Entender la Tierra

La prioridad en la ciencia

Suele darse la prioridad, o crédito, de una idea o descubrimiento científicos al investigador, o grupo de investigadores, que publica primero sus descubrimientos en una publicación científica. Sin embargo, no es infrecuente que dos o incluso más investigadores alcancen conclusiones parecidas casi a la vez. Dos ejemplos bien conocidos son los descubrimientos independientes de la evolución orgánica de Charles Darwin y Alfred Wallace, y el desarrollo del cálculo de Isaac Newton y Gottfried W. Leibniz. Del mismo modo, algunas de las ideas principales que condujeron a la revolución de la tectónica en las ciencias de la Tierra también fueron descubiertas independientemente por más de un grupo de investigadores.

Aunque la hipótesis de la deriva continental se asocia, correctamente, con el nombre de Alfred Wegener, no fue el primero que sugirió la movilidad continental. De hecho, Francis Bacon, en 1620, apuntaba las similitudes de los contornos de África y Sudamérica; sin embargo, no desarrolló más esta idea. Casi tres siglos más tarde, en 1910, dos años antes de que Wegener presentara sus ideas de una manera formal, el geólogo estadounidense F. B. Taylor publicó el primer artículo que esbozaba lo que ahora llamamos deriva continental. Entonces, ¿por qué se atribuye esta idea a Wegener?

Porque los artículos firmados por Taylor tuvieron un impacto relativamente pequeño entre la comunidad científica; Wegener no conocía el trabajo de Taylor. Por consiguiente, se cree que Wegener llegó a la misma conclusión simultáneamente y de una manera independiente. No obstante, es todavía más importante el hecho de que Wegener hizo grandes esfuerzos durante su vida profesional para proporcionar una gran cantidad de pruebas que respaldaran su hipótesis. Por el contrario, parece que Taylor se contentó con afirmar: «Existen muchos enlaces de unión que muestran que África y Sudamérica estuvieron unidas alguna vez». Además, mientras Taylor veía la deriva continental como una idea algo especulativa, Wegener estaba *seguro* de que los continentes habían ido a la deriva. De acuerdo con H. W. Menard en su libro *The Ocean of Truth*, a Taylor le incomodaba que sus ideas se asociaran con la hipótesis de Wegener. Menard cita a Taylor, que escribió: «Wegener era un joven profesor de meteorología. Algunas de sus ideas son muy distintas de las mías y fue demasiado lejos con su especulación».

Otra controversia relacionada con la prioridad apareció con el desarrollo de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico. En 1960, Harry Hess, de la Universidad de Princeton, escribió un artículo que resumía sus ideas sobre la expansión del fondo oceánico. En vez de darse prisa para publicarlo, envió copias del manuscrito a numerosos colegas, una práctica habitual entre los investigadores. Mientras tanto, y aparentemente de una manera independiente, Robert Dietz, de la Institución de Oceanografía Scripps, publicó un artículo similar en la respetada revista *Nature* (1961), titulado «Evolución de los continentes y las cuencas oceánicas por expansión del fondo oceánico». Cuando Dietz conoció el artículo anterior no publicado de Hess, reconoció que la prioridad para la idea de la expansión del fondo oceánico era de Hess. Es interesante destacar que las ideas básicas del artículo de Hess aparecían, de hecho, en un libro de texto que Arthur Holmes escribió en 1944. Por tanto, la prioridad para la expansión del fondo oceánico debería pertenecer a Holmes. Sin embargo, tanto Dietz como Hess presentaron nuevas ideas que influyeron en el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas. Así, los historiadores asocian los nombres de Hess y Dietz con el descubrimiento de la expansión del fondo oceánico con menciones ocasionales a las contribuciones de Holmes.

Quizás el aspecto más controvertido de la prioridad científica se produjo en 1963, cuando Fred Vine y D. H. Matthews publicaron su artículo que relacionaba la hipótesis de la expansión del fondo oceánico con los datos recién descubiertos sobre las inversiones magnéticas. No obstante, nueve meses antes, un artículo similar del geofísico canadiense L. W. Morley no fue aceptado para publicación. Un revisor del artículo de Morley comentó: «Una especulación como ésta es un tema de conversación interesante en una fiesta, pero no es el tipo de tema que debería publicarse bajo la protección científica seria». Al final, el artículo de Morley se publicó en 1964, pero ya se había establecido la prioridad y la idea se conoció como la hipótesis de Vine y Matthews. En 1971, N. D. Watkins escribió, acerca del artículo de Morley: «El manuscrito tenía desde luego un interés histórico sustancial, situándose como el artículo probablemente más significativo entre los artículos de Geología a los que se ha negado la publicación».

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas se iniciaron muchas otras carreras por la prioridad entre investigadores de varias instituciones competidoras. Algunas de las nuevas ideas que surgieron de este cuerpo de trabajo se presentarán en este capítulo y en los siguientes. Dado que la frecuencia de descubrimientos independientes y casi simultáneos complican la prioridad de las ideas científicas, es prudente que los investigadores publiquen sus ideas lo antes posible.

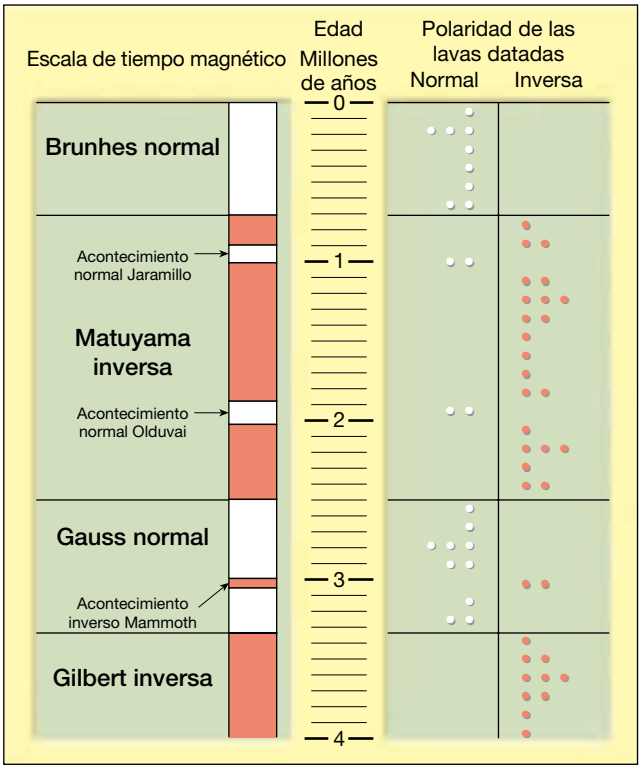
La lava que se solidifica durante uno de los períodos de polaridad inversa se magnetizará con la polaridad opuesta a la de las rocas que se están formando en la actualidad. Cuando las rocas muestran el mismo magnetismo que el campo magnético terrestre actual, se dice que tienen **polaridad normal,** mientras que las rocas que muestran el magnetismo opuesto se dice que tienen **polaridad invertida.**

Se obtuvieron pruebas de las inversiones magnéticas cuando los investigadores midieron el magnetismo de

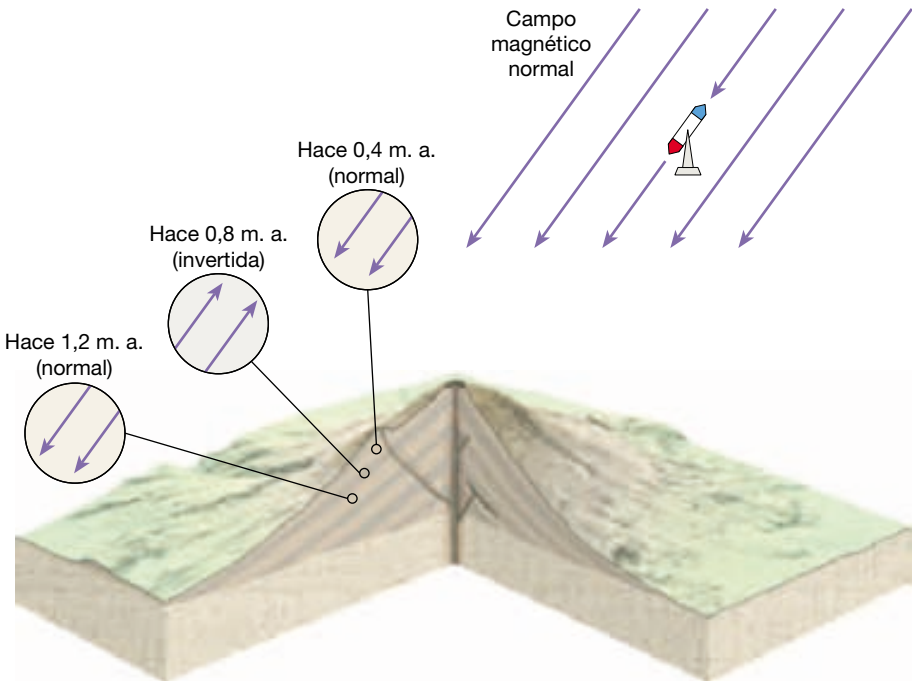
las lavas y los sedimentos de diversas edades en todo el mundo. Encontraron que las rocas magnetizadas, normal e inversamente, de una edad determinada en un punto se correspondían con el magnetismo de las rocas de la misma edad halladas en otros puntos. Ésa fue la prueba convincente de que, de hecho, el campo magnético de la Tierra se había invertido.

Una vez confirmado el concepto de las inversiones magnéticas, los investigadores empezaron a establecer una escala temporal para las inversiones magnéticas. La tarea consistía en medir la polaridad magnética de numerosas coladas de lava y utilizar técnicas de datación radiométrica para establecer sus edades (Figura 2.12). En la Figura 2.13 se muestra la **escala de tiempo magnético** establecida para los últimos millones de años. Las divisiones principales de la escala de tiempo magnético se denominan *crones* y duran aproximadamente un millón de años. A medida que se dispuso de más mediciones, los investigadores se dieron cuenta de que se producen varias inversiones de corta duración (menos de 200.000 años) durante cada cron.

Mientras, los oceanógrafos habían empezado a realizar estudios magnéticos del fondo oceánico junto con sus esfuerzos por cartografiar con detalle la topografía del fondo. Se consiguió realizar esos estudios magnéticos utilizando instrumentos muy sensibles denominados **magnetómetros**. El objetivo de estos estudios geofísicos era cartografiar las variaciones de la intensidad del campo magnético de la Tierra provocadas por diferencias de las



▲ **Figura 2.13** Escala temporal del campo magnético de la Tierra en el pasado reciente. Esta escala temporal se desarrolló estableciendo la polaridad magnética para coladas de lava de edad conocida. (Datos de Allen Cox y G. B. Dalrymple.)



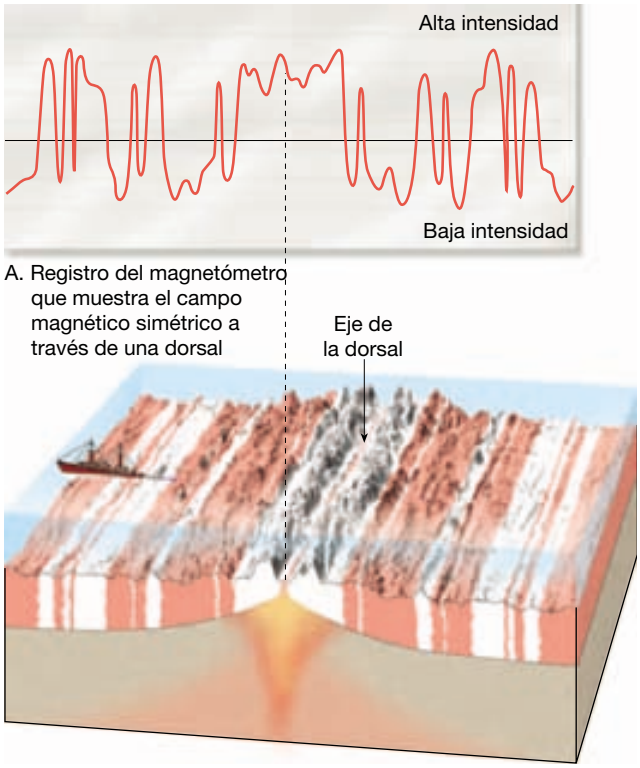
◀ **Figura 2.12** Ilustración esquemática del paleomagnetismo conservado en coladas de lava de varias edades. Datos como éstos, procedentes de varios puntos, se utilizaron para establecer una escala temporal de inversiones de polaridad como la mostrada en la Figura 2.13.

propiedades magnéticas de las rocas subyacentes de la corteza.

El primer estudio exhaustivo de este tipo fue llevado a cabo en la costa Pacífica de Norteamérica y se obtuvo un resultado inesperado. Los investigadores descubrieron bandas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad, como se muestra en la Figura 2.14.

Este modelo relativamente simple de variación magnética desafió cualquier explicación hasta 1963, cuando Fred Vine y D. H. Matthews demostraron que las bandas de alta y baja intensidad respaldaban el concepto de Hess de expansión del suelo oceánico. Vine y Matthews sugirieron que las franjas de magnetismo de alta intensidad son regiones donde el paleomagnetismo de la corteza oceánica tiene polaridad normal (Figura 2.15). Por consiguiente, esas rocas *potencian* (refuerzan) el campo magnético de la Tierra. A la inversa, las franjas de baja intensidad son regiones donde la corteza oceánica está polarizada en la dirección inversa y, por consiguiente, *debilita* el campo magnético existente. Pero, ¿cómo se forman las franjas paralelas de roca con magnetización normal e invertida por todo el suelo oceánico?

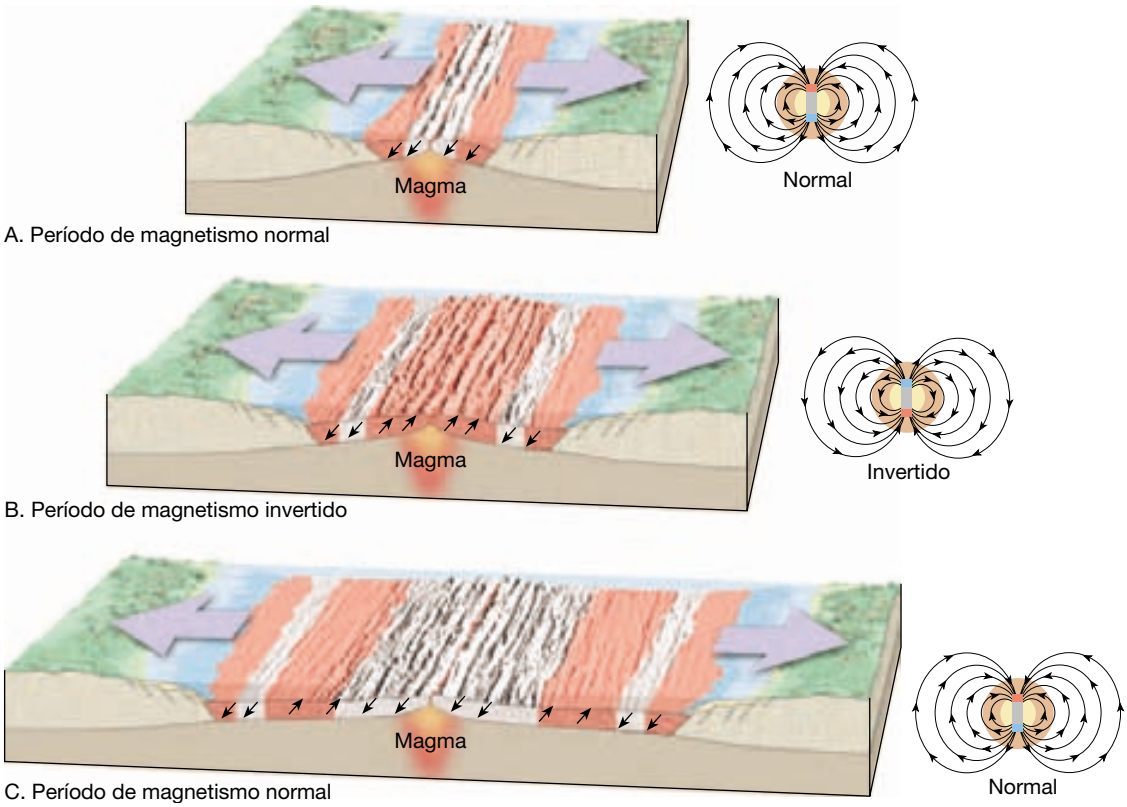
Vine y Matthews razonaron que, conforme el magma se solidifica a lo largo de los estrechos rifts de la cresta de las dorsales oceánicas, se magnetiza con la polaridad del campo magnético existente (Figura 2.16). A causa de la expansión del fondo oceánico, la anchura de esta franja de corteza magnetizada aumentaría de una manera gradual. Cuando se produce una inversión de la polaridad del campo magnético de la Tierra, el fondo oceánico recién formado (con polaridad inversa) se formará en el medio de la antigua franja. Gradualmente las dos partes de la antigua franja son transportadas en direcciones opuestas lejos de la cresta de la dorsal. Las inversiones posteriores construirían un modelo de franjas normales e inversas como se muestra en la Figura 2.16. Dado que se van añadiendo nuevas rocas en cantidades iguales en los dos lados del suelo oceánico en expansión, cabe esperar que el modelo de franjas (tamaño y polaridad) existente en un lado de la dor-



▲ **Figura 2.15** El fondo oceánico como una cinta registradora magnética. **A.** Representación esquemática de las intensidades magnéticas registradas cuando se hace atravesar un magnetómetro sobre un segmento de la dorsal Centroatlántica. **B.** Nótense las bandas simétricas de magnetismo de alta y baja intensidad que corren paralelas a la cresta de la dorsal. Vine y Matthews sugirieron que las bandas de alta intensidad se producen donde los basaltos oceánicos con magnetismo normal potencian el campo magnético actual. A la inversa, las bandas de baja intensidad son regiones donde la corteza está polarizada en la dirección inversa, lo que debilita el campo magnético.



▲ **Figura 2.14** Modelo de franjas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad descubierto en la costa del Pacífico de Norteamérica.



▲ **Figura 2.16** A medida que se añade nuevo basalto al fondo oceánico en las dorsales centrooceánicas, se magnetiza de acuerdo con el campo magnético existente en ese momento en la Tierra. Por consiguiente, se comporta de forma parecida a una grabadora a medida que registra cada inversión del campo magnético de nuestro planeta.

sal oceánica sea una imagen especular del otro lado. Unos pocos años después, un estudio a través de la dorsal centroatlántica justo al sur de Islandia reveló un modelo de franjas magnéticas que mostraban un grado considerable de simetría con respecto al eje de la dorsal.

La última pieza de un rompecabezas

La década de 1960 se ha caracterizado como un período de caos en cuanto al debate sobre la tectónica. Algunos geólogos creían en la expansión del fondo oceánico y la deriva continental, mientras que otros sostenían que una Tierra en expansión podría explicar mejor el desplazamiento que se producía en las crestas de las dorsales oceánicas. De acuerdo con este último punto de vista, las masas continentales habrían cubierto toda la superficie de la Tierra alguna vez, como se muestra en la Figura 2.17. A medida que se expandía la Tierra, los continentes se separaron en sus configuraciones actuales, mientras que el fondo oceánico nuevo «rellenaba» el espacio entre ellos a medida que se apartaban (Figura 2.17).

Contra este planteamiento intervino J. Tuzo Wilson, físico canadiense, convertido en geólogo. En un artículo publicado en 1965, Wilson proporcionó la pieza que faltaba para formular la teoría de la tectónica de placas. Wilson sugirió que grandes fallas conectaban los cinturones móviles globales en una red continua que dividía la capa externa de la Tierra en varias «placas rígidas». Además, describió los tres tipos de bordes de placa y cómo los bloques sólidos de la capa externa de la Tierra se mo-



▲ **Figura 2.17** Una hipótesis alternativa a la deriva continental era la de una Tierra en expansión. Según esta perspectiva, la Tierra medía sólo la mitad de su diámetro actual y estaba cubierta por una capa de continentes. A medida que la Tierra se fue expandiendo, los continentes se separaron en sus configuraciones actuales, mientras que el fondo oceánico nuevo «rellenaba» el espacio entre ellos a medida que e apartaban.

vían unos con respecto a los otros. En las dorsales oceánicas, las placas se separaban, mientras que a lo largo de las fosas submarinas, las placas convergían. Además, a lo largo de grandes fallas, que denominó *fallas de transformantes*, las placas se deslizan lateralmente una con respecto a la otra. En un sentido amplio, Wilson había presentado lo que luego se llamaría la *teoría de la tectónica de placas*, un tema que trataremos a continuación.

Una vez presentados los conceptos clave de la tectónica de placas, la fase de hipótesis-prueba avanzó muy rápido. Algunas de las pruebas que estos investigadores descubrieron para respaldar el modelo de la tectónica de placas se presentarán en este y en otros capítulos. Muchas de las pruebas que respaldan el modelo de la tectónica de placas ya existían. Lo que esta teoría proporcionó fue una explicación unificada a lo que parecían numerosas observaciones sin relación entre ellas de los campos de la Geología, la Paleontología, la Geofísica y la Oceanografía, entre otros.

¡De hecho, a finales de los años sesenta la marea de la opinión científica había cambiado de rumbo! Sin embargo, siguió habiendo algo de oposición a la tectónica de placas durante al menos un decenio. No obstante, se había hecho justicia a Wegener y la revolución de la Geología se estaba aproximando a su final.

Tectónica de placas: el nuevo paradigma



Tectónica de placas
▼ Introducción

En 1968 se unieron los conceptos de deriva continental y expansión del fondo oceánico en una teoría mucho más completa conocida como **tectónica de placas** (*tekton* = construir). La tectónica de placas puede definirse como una teoría compuesta por una gran variedad de ideas que explican el movimiento observado de la capa externa de la Tierra por medio de los mecanismos de subducción y de expansión del fondo oceánico, que, a su vez, generan los principales rasgos geológicos de la Tierra, entre ellos los continentes, las montañas y las cuencas oceánicas. Las implicaciones de la tectónica de placas son de tanto alcance que esta teoría se ha convertido en la base sobre la que se consideran la mayoría de los procesos geológicos.

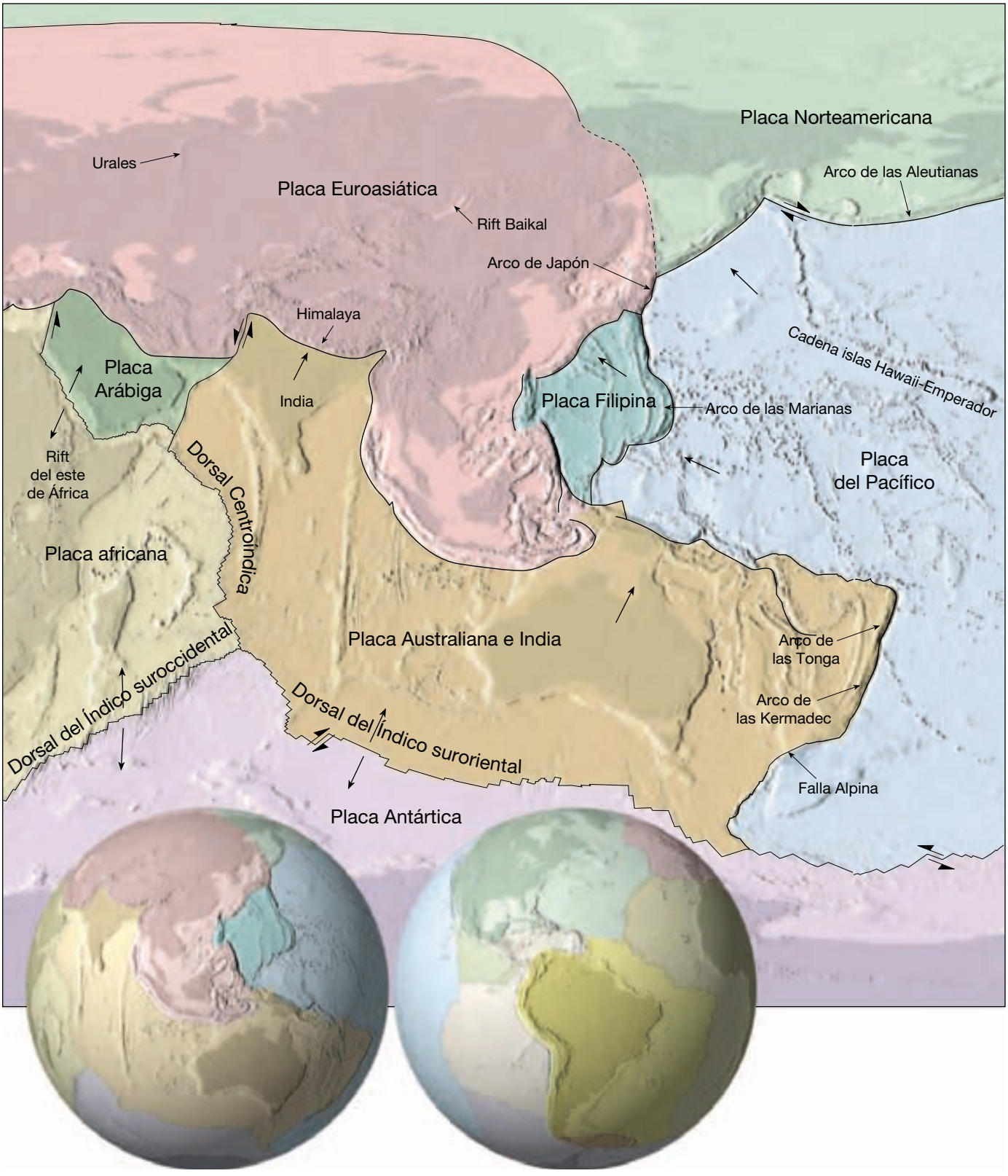
Principales placas de la Tierra

Según el modelo de la tectónica de placas, el manto superior, junto con la corteza suprayacente, se comportan como una capa fuerte y rígida, conocida como la **litosfera** (*lithos* = piedra, *sphere* = esfera), que está rota en fragmentos, denominados *placas* (Figura 2.18). Las placas de la litosfera son más delgadas en los océanos, donde su grosor puede variar entre unos pocos kilómetros en las dorsales oceánicas y 100 kilómetros en las cuencas oceánicas profundas. Por el contrario, la litosfera continental, por regla general, tiene un grosor de entre 100 y 150 kilómetros, pero puede superar los 250 kilómetros debajo de las porciones más antiguas de las masas continentales. La litosfera se encuentra por encima de una región más dúctil del manto, conocida como la **astenosfera** (*asthenos* = débil, *sphere* = esfera). El régimen de temperatura y presión de la astenosfera superior es tal que las rocas que allí se encuentran se aproximan mucho a sus temperaturas de fusión, lo que provoca una zona muy dúctil que permite la separación efectiva de la litosfera de las capas inferiores. Así, la roca poco resistente que se encuentra dentro de la astenosfera superior permite el movimiento de la capa externa rígida de la Tierra.

La litosfera está rota en numerosos fragmentos, llamados **placas,** que se mueven unas con respecto a las otras y cambian continuamente de tamaño y forma. Como se muestra en la Figura 2.18, se reconocen siete placas principales. Son la placa Norteamericana, la Sudamericana, la del Pacífico, la Africana, la Euroasiática, la Australiana y la Antártica. La mayor es la placa del Pacífico, que abarca una porción significativa de la cuenca del océano Pacífico. Obsérvese, en la Figura 2.18, que la mayoría de las grandes placas incluye un continente entero además de una gran área de suelo oceánico (por ejemplo, la placa Sudamericana). Esto constituye una importante diferencia con la hipótesis de la deriva continental de Wegener, quien propuso que los continentes se movían a través del suelo oceánico, no con él. Obsérvese también que ninguna de las placas está definida completamente por los márgenes de un continente.

Las placas de tamaño mediano son la Caribeña, la de Nazca, la Filipina, la Arábiga, la de Cocos, la de Scotia y la de Juan de Fuca. Además, se han identificado más de una docena de placas más pequeñas, que no se muestran en la Figura 2.18.

Uno de los principales fundamentos de la teoría de la tectónica de placas es que las placas se mueven como unidades coherentes en relación con todas las demás placas. A medida que se mueven las placas, la distancia entre dos puntos situados sobre la misma placa (Nueva York y Denver, por ejemplo) permanece relativamente constante, mientras que la distancia entre puntos situados sobre placas distintas, como Nueva York y Londres, cambia de manera gradual. (Recientemente se ha demostrado que las placas pueden sufrir *alguna* deformación interna, en particular la litosfera oceánica.)



▲ **Figura 2.18** El mosaico de las placas rígidas que constituyen la superficie externa de la tierra. (Tomada de W. B. Hamilton, U.S. Geological Survey.)


Placa Norteamericana
Escudo Canadiense
Montañas Rocosas
Cuenca y cordillera
Placa de Juan de Fuca
Falla de San Andrés
Montañas Apalaches
Placa Caribeña
Islandia
Placa Euroasiática
Alpes
Placa Africana
Dorsal Centroatlántica
Placa de Cocos
Arco de las Antillas
Placa del Pacífico
Elevación del Pacífico oriental
Dorsal de las Galápagos
Placa Sudamericana
Montañas de los Andes
Placa de Nazca
Dorsal de Chile
Placa de Scotia
Placa Antártica
A. Borde divergente
B. Borde convergente
C. Borde transformante

Las placas litosféricas se mueven en relación con las demás a una velocidad muy lenta pero continua que es, de media, de unos cinco centímetros anuales. Este movimiento es impulsado en último extremo por la distribución desigual del calor en el interior de la Tierra. El material caliente que se encuentra en las profundidades del manto se mueve despacio hacia arriba y sirve como una parte del sistema de convección interna de nuestro planeta. Simultáneamente, láminas más frías y densas de la litosfera oceánica descienden al manto, poniendo en movimiento la capa externa rígida de la Tierra. Por último, los titánicos roces entre las placas litosféricas de la Tierra generan terremotos, crean volcanes y deforman grandes masas de roca en las montañas.

Bordes de placa

Las placas litosféricas se mueven como unidades coherentes en relación con las otras placas. Aunque el interior de las placas puede experimentar alguna deformación, las principales interacciones entre las placas individuales (y, por consiguiente, la mayor deformación) se produce a lo largo de sus *bordes*. De hecho, los bordes de placa se establecieron por primera vez representando las localizaciones de los terremotos. Además, las placas tienen tres tipos distintos de bordes, que se diferencian en función del tipo de movimiento que exhiben. Esos bordes se muestran en la parte inferior de la Figura 2.18 y se describen brevemente a continuación:

1. **Bordes divergentes** (*bordes constructivos*): donde dos placas se separan, lo que produce el ascenso de material desde el manto para crear nuevo suelo oceánico (Figura 2.18A).
2. **Bordes convergentes** (*bordes destructivos*): donde dos placas se juntan provocando el descenso de la litosfera oceánica debajo de una placa superpuesta, que es finalmente reabsorbida en el manto, o posiblemente la colisión de dos bloques continentales para crear un sistema montañoso (Figura 2.18B).
3. **Bordes de falla transformante** (*bordes pasivos*): donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin la producción ni la destrucción de litosfera (Figura 2.18C).

Cada placa está rodeada por una combinación de estos tres tipos de bordes de placa. Por ejemplo, la placa de Juan de Fuca tiene una zona divergente en su borde oeste, un borde de convergente en el este y numerosas fallas transformantes, que cortan segmentos de la dorsal oceánica (*véase* Figura 2.18). Aunque la superficie total de la Tierra no cambia, el área de las placas individuales puede disminuir o crecer dependiendo de cualquier desequilibrio entre la velocidad de crecimiento en los bordes divergentes y la velocidad de destrucción de la litosfera en los bordes convergentes. Las placas Antártica y Africana están casi por completo rodeadas por bordes divergentes y, por tanto, están aumentando de tamaño al añadir nueva litosfera a sus bordes. Por el contrario, la placa del Pacífico está siendo consumida hacia el manto a lo largo de sus flancos septentrional y occidental y, por consiguiente, su tamaño se está reduciendo.

También es importante destacar que los bordes de placa no son fijos, sino que se mueven. Por ejemplo, la deriva hacia el oeste de la placa Sudamericana está provocando que ésta se superponga a la placa de Nazca. Como consecuencia, el borde que separa estas placas también se desplaza de una manera gradual. Además, dado que la placa Antártica está rodeada por bordes constructivos y que su tamaño está aumentando, los bordes divergentes migran alejándose del continente de la Antártida.

Pueden crearse nuevos bordes de placa en respuesta a cambios en las fuerzas que actúan sobre estas láminas rígidas. Por ejemplo, en el mar Rojo, se localiza un borde divergente relativamente nuevo. Hace menos de 20 millones de años, la península Arábiga empezó a separarse de África. En otras localizaciones, placas que transportan corteza continental se están moviendo en la actualidad unas hacia otras. Es posible que, finalmente, esos continentes colisionen y se junten. En este caso, el borde que una vez separó dos placas desaparecerá cuando las placas se conviertan en una sola. El resultado de una colisión continental de este tipo es una majestuosa cordillera montañosa como la del Himalaya.

En las siguientes secciones resumiremos brevemente la naturaleza de los tres tipos de bordes de placa.

Bordes divergentes



Tectónica de placas
▼ Bordes divergentes

La mayoría de los **bordes divergentes** (*di* = aparte; *vergere* = moverse) se sitúa a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas y puede considerarse *bordes de placa constructivos*, dado que es donde se genera nueva litosfera oceánica (Figura 2.19). Los bordes divergentes también se denominan **centros de expansión,** porque la expansión del fondo oceánico se produce en estos bordes. Aquí, a medida que las placas se separan del eje de la dorsal, las fracturas creadas se llenan inmediatamente con roca fundida que asciende desde el manto caliente situa-

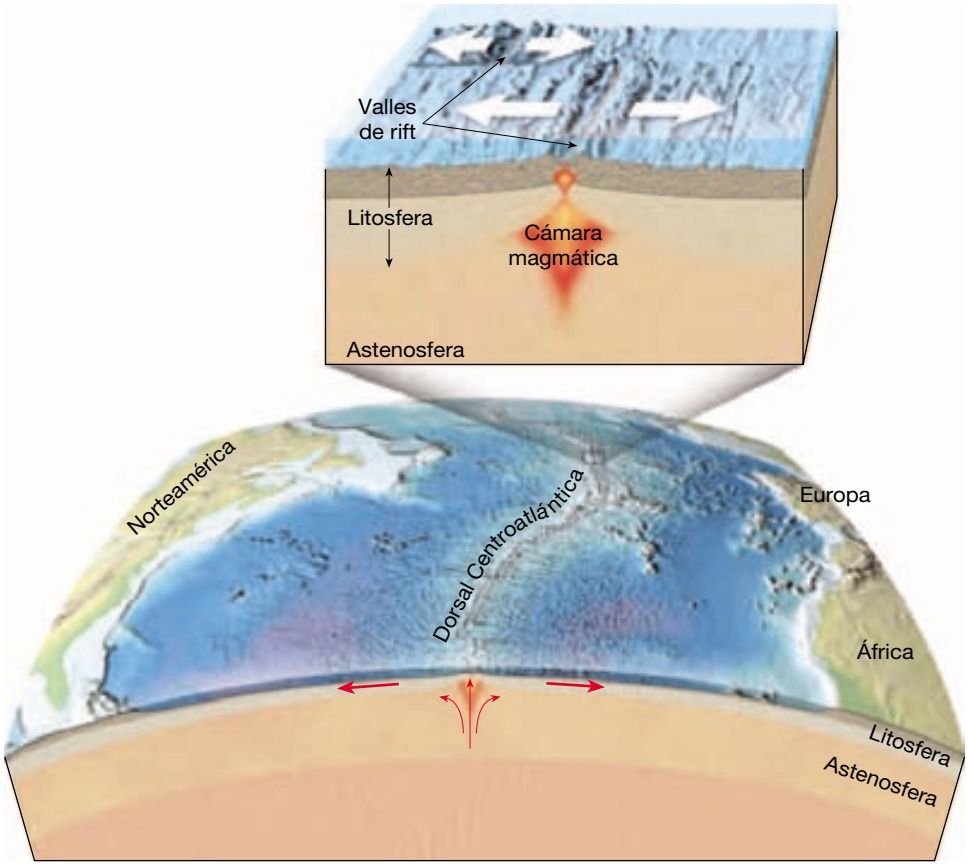


Figura 2.19 La mayoría de bordes de placa divergentes están situados a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas.

do debajo. Este magma se enfría de una manera gradual generando una roca dura y produciendo así nuevos fragmentos de fondo oceánico. De una manera continua, las placas adyacentes se separan y una nueva litosfera oceánica se forma entre ellas. Como veremos más adelante, los bordes divergentes no están confinados al fondo oceánico sino que también pueden formarse sobre los continentes.

Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico

A lo largo de bordes de placa divergentes bien desarrollados, el fondo oceánico se eleva, formando una *dorsal oceánica*. El sistema de dorsales oceánicas interconectadas es la estructura topográfica más larga de la superficie de la Tierra, que supera los 70.000 kilómetros de longitud. Representando el 20 por ciento de la superficie de la Tierra, el sistema de dorsales oceánicas serpentea a través de todas las principales cuencas oceánicas como la costura de una pelota de béisbol. Aunque la cresta de la dorsal oceánica suele ser 2 a 3 kilómetros más alta que las cuencas oceánicas adyacentes, el término «dorsal» puede confundir, dado que esta estructura no es estrecha, al contrario, tiene anchuras de entre 1.000 y 4.000 kilómetros. Además, a lo largo del eje de algunos segmentos de la dorsal existe una profunda estructura fallada denominada **valle de rift.**

El mecanismo que actúa a lo largo del sistema de dorsales oceánicas para crear nuevo fondo oceánico se denomina, con toda propiedad, *expansión del fondo oceánico*. Las velocidades típicas de expansión del fondo oceánico son de 5 centímetros al año. Ésta es aproximadamente la velocidad a la que crecen las uñas de los dedos de los seres humanos. A lo largo de la dorsal Centroatlántica se encuentran velocidades de expansión comparativamente lentas de 2 centímetros al año, mientras que en secciones de la dorsal del Pacífico oriental se han medido velocidades de expansión superiores a los 15 centímetros. Aunque estas velocidades de producción litosférica son lentas en una escala temporal humana, son, sin embargo, lo suficientemente rápidas como para haber generado todas las cuencas oceánicas de la Tierra durante los últimos 200 millones de años. De hecho, ningún fragmento del fondo oceánico datado supera los 180 millones de años de antigüedad.

La razón principal de la posición elevada de la dorsal oceánica es que la corteza oceánica recién creada está

caliente y ocupa más volumen, lo cual la hace menos densa que las rocas más frías. A medida que se forma nueva litosfera a lo largo de la dorsal oceánica, ésta se separa de una manera lenta pero continua de la zona de afloramiento a lo largo del eje de la dorsal. Por tanto, empieza a enfriarse y contraerse, aumentando así su densidad. Esta contracción térmica explica las mayores profundidades oceánicas que hay lejos de la cresta de la dorsal.

Deben pasar unos 80 millones de años antes de que el enfriamiento y la contracción cesen por completo. En este momento, la roca que había formado parte del sistema de dorsales oceánicas elevadas se sitúa en la cuenca oceánica profunda, donde queda enterrada por acumulaciones sustanciales de sedimentos. Además, el enfriamiento provoca el fortalecimiento de las rocas del manto debajo de la corteza oceánica, aumentando así el grosor de la placa. En otras palabras, el grosor de la litosfera oceánica depende de la antigüedad. Cuanto más antigua (más fría) es, mayor es su grosor.

La fragmentación continental

También pueden desarrollarse bordes de placa divergentes en el interior de un continente, en cuyo caso, la masa continental puede escindirse en dos o más segmentos más pequeños, como Alfred Wegener había propuesto para la ruptura de Pangea. Se piensa que la fragmentación de un continente empieza con la formación de una depresión alargada denominada *rift continental.* Un ejemplo moderno de rift continental es el rift del África oriental. Es pura especulación determinar si este rift va a evolucionar hasta un centro de expansión por sí mismo y si, al final, dividirá el continente africano.

Sin embargo, el valle del rift del África oriental representa el estadio inicial de la ruptura de un continente. Allí, las fuerzas tensionales han estirado y adelgazado la corteza continental. Como resultado, la roca fundida asciende desde la astenosfera e inicia la actividad volcánica en la superficie (Figura 2.20A). La extensa actividad volcánica que acompaña la formación de un rift continental tiene su ejemplo en las grandes montañas volcánicas como el Kilimanjaro y el Monte Kenia. Las investigaciones sugieren que, si se mantienen las fuerzas tensionales, el valle del rift se alargará y aumentará de profundidad, alcanzando al final el borde de la placa, separándola en dos (Figura 2.20C). Llegados a este punto, el valle se convertirá en un mar lineal estrecho con una desembocadura al océano, similar al actual mar Rojo, que se formó cuando la península Arábiga se escindió de África, un acontecimiento que empezó hace unos 20 millones de años. Por consiguiente, el mar Rojo proporciona a los oceanógrafos una perspectiva de cuál era el aspecto del océano Atlántico en su infancia.

Bordes convergentes



Tectónica de placas
▼ Bordes convergentes

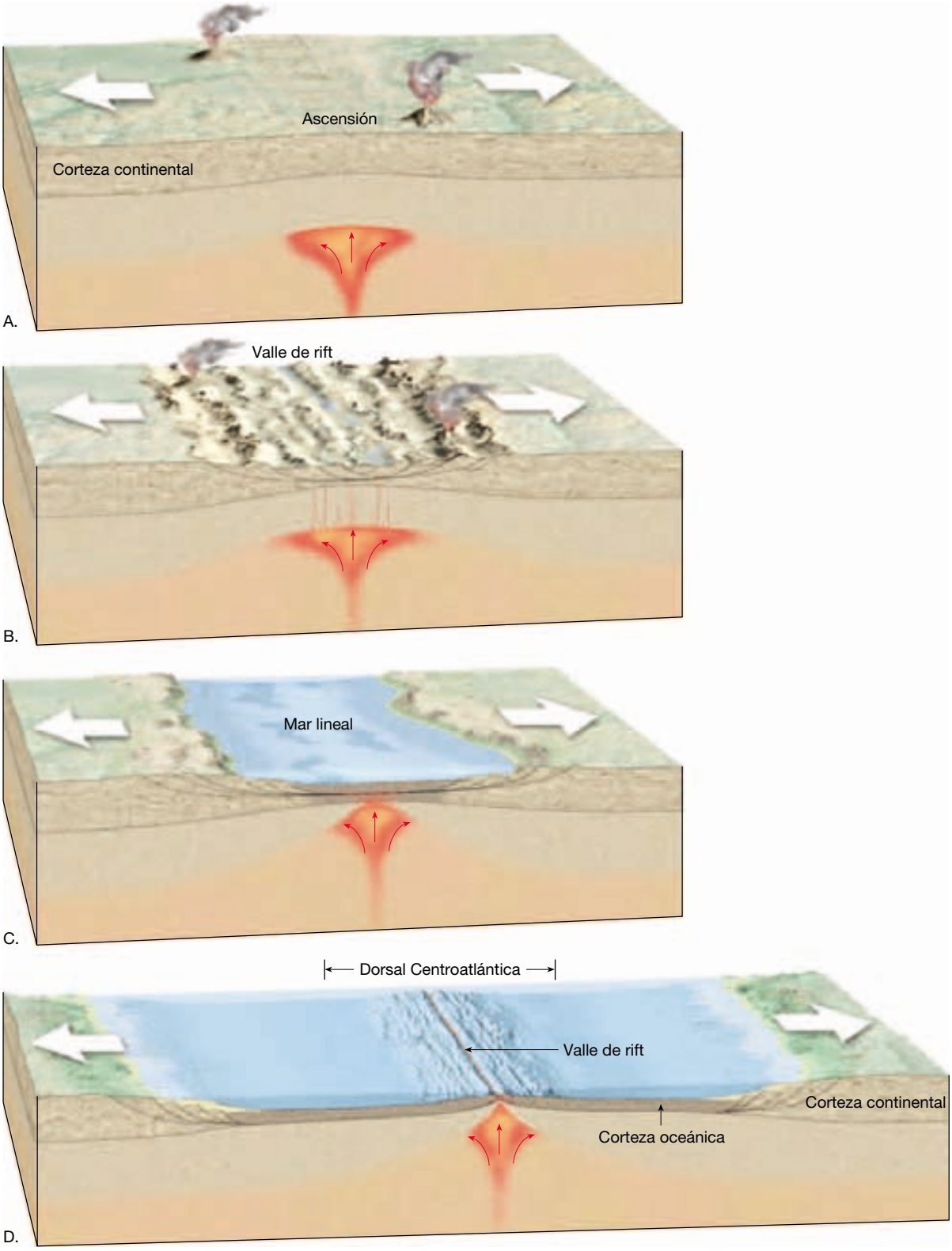
Aunque continuamente se está produciendo nueva litosfera en las dorsales oceánicas, el tamaño de nuestro planeta no aumenta: su superficie total permanece constante. Para compensar la adición de litosfera recién creada, las porciones más antiguas de la litosfera oceánica descienden al manto a lo largo de los **bordes convergentes** (*con* = junto; *vergere* = moverse). Dado que la litosfera se «destruye» en los bordes convergentes, éstos también se denominan *bordes de placa destructivos.*

Aparecen bordes de placa convergentes donde dos placas se mueven una hacia la otra y el movimiento se ajusta con el deslizamiento de una placa por debajo de la otra. A medida que dos placas van convergiendo lentamente, el borde frontal de una de ellas se dobla hacia abajo, permitiéndole deslizarse por debajo de la otra. La expresión superficial producida por la placa descendente es una **fosa submarina,** como la fosa Perú-Chile (Figura 13.8). Las fosas formadas de esta manera pueden tener miles de kilómetros de longitud, de 8 a 12 kilómetros de profundidad y de 50 a 100 kilómetros de anchura.

Los bordes convergentes también se denominan **zonas de subducción** porque son lugares donde la litosfera desciende (es subducida) hacia la astenosfera. La subducción se produce porque la densidad de la placa litosférica descendente es mayor que la de la astenosfera subyacente. En general, la litosfera oceánica es más densa que la astenosfera subyacente, mientras que la litosfera continental es menos densa y resiste la subducción. Por consiguiente, es siempre la litosfera cubierta por corteza oceánica la que experimenta la subducción.

Las capas de litosfera oceánica descienden en la astenosfera a unos ángulos de unos pocos grados o pueden caer casi en vertical (90 grados), pero el ángulo medio es de unos 45 grados. El ángulo al que la litosfera oceánica desciende en la astenosfera depende de su densidad. Por ejemplo, cuando un centro de expansión está localizado cerca de la zona de subducción, la litosfera es joven y, por consiguiente, caliente y con alta flotación. Por consiguiente, el ángulo de descenso es pequeño. Ésta es la situación que existe a lo largo de varias zonas de la fosa Perú-Chile. Los ángulos bajos suelen provocar una interacción considerable entre la placa descendente y la placa superior. Por consiguiente, esas regiones experimentan grandes terremotos.

A medida que la litosfera envejece (se aleja del centro de expansión) se va enfriando gradualmente, lo cual hace que aumente su grosor y su densidad. En cuanto la



▲ **Figura 2.20** Fragmentación continental y formación de una nueva cuenca oceánica. **A.** Se cree que la fragmentación continental se produce cuando las fuerzas tensionales estiran y adelgazan la corteza. Como consecuencia, la roca fundida asciende desde la astenosfera e inicia la actividad volcánica en la superficie. **B.** Conforme la corteza se va separando, grandes fragmentos de roca se hunden, generando una zona de rift. **C.** La posterior expansión genera un mar somero. **D.** Por fin, se crean una cuenca oceánica en expansión y un sistema de dorsales.

litosfera oceánica tiene unos 15 millones de antigüedad, se vuelve más densa que la astenosfera subyacente y se hundirá cuando tenga una oportunidad. En partes del Pacífico occidental, alguna parte de la litosfera oceánica tiene más de 180 millones de años de antigüedad. Se trata de la más gruesa y la más densa de los océanos actuales. Las láminas en subducción de esta región descienden normalmente en ángulos de casi 90 grados. Se pueden encontrar ejemplos en las zonas de subducción asociadas con las fosas de las Tonga, de las Marianas y de las Kuriles (*véase* Figura 13.9).

Aunque todas las zonas convergentes tienen las mismas características básicas, tienen rasgos muy variables. Cada uno está controlado por el tipo de material de la corteza que interviene y por el ambiente tectónico. Los bordes convergentes se pueden formar entre dos placas oceánicas, una placa oceánica y una continental o dos placas continentales. Las tres situaciones se ilustran en la Figura 2.21.

Convergencia oceánica-continental

Dondequiera que el borde frontal de una placa con corteza continental converja con una capa de litosfera oceánica, el bloque continental seguirá «flotando», mientras que la placa oceánica más densa se hundirá en el manto (Figura 2.21A). Cuando una placa oceánica descendente alcanza una profundidad de unos 100 kilómetros, se desencadena la fusión dentro de la cuña de la astenosfera caliente suprayacente. Pero ¿cómo la subducción de una capa fría de litosfera oceánica provoca la fusión de la roca del manto? La respuesta reside en el hecho de que los componentes volátiles (principalmente el agua) actúan igual que la sal en la fusión del hielo. Es decir, la roca «húmeda», en un ambiente de alta presión, se funde a temperaturas sustancialmente inferiores que la roca «seca» de la misma composición.

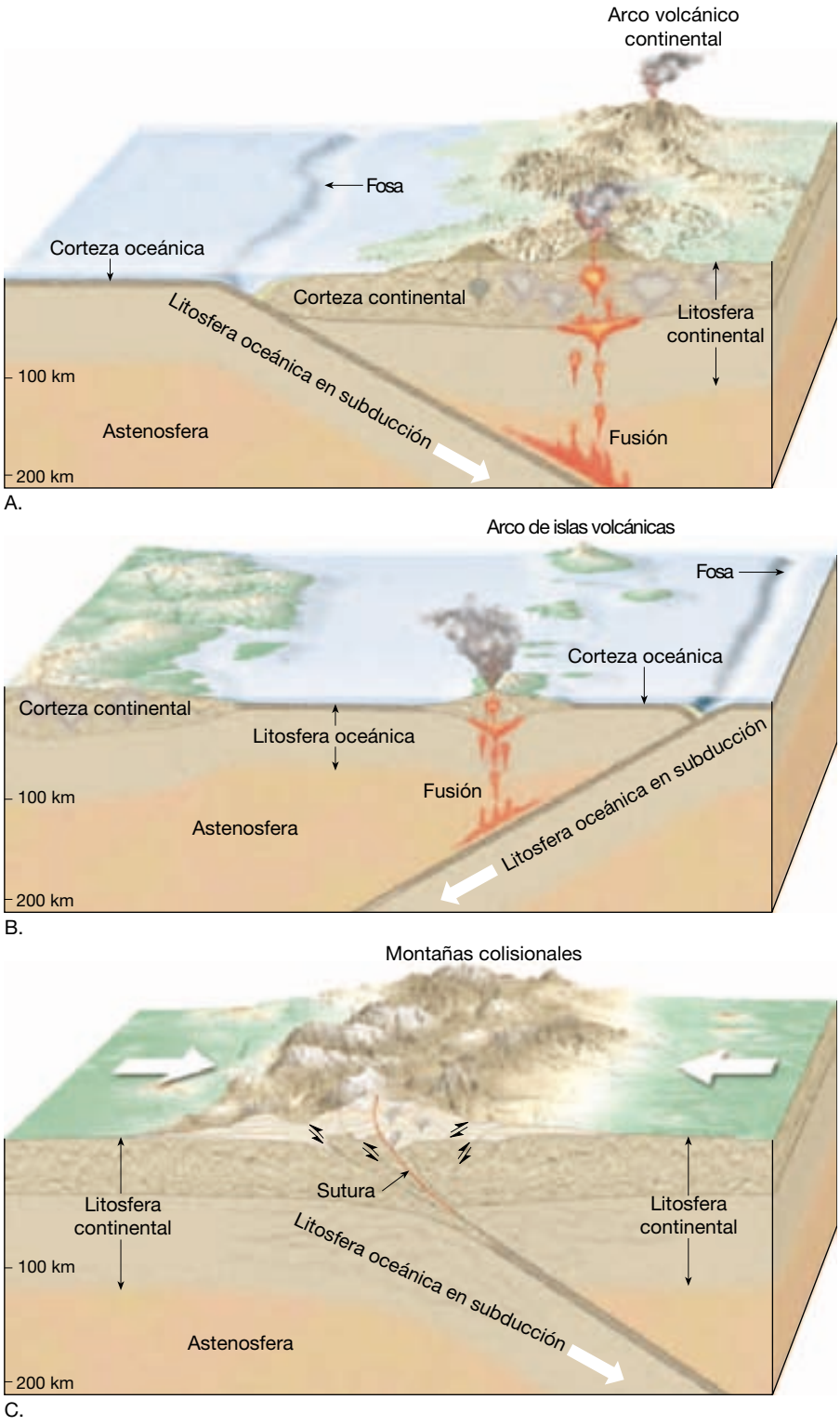
Los sedimentos y la corteza oceánica contienen una gran cantidad de agua que es transportada a grandes profundidades por una placa en subducción. A medida que la placa se hunde, el agua es «expulsada» de los espacios porosos conforme aumenta la presión de confinamiento. A profundidades incluso mayores, el calor y la presión extraen el agua procedente de los minerales hidratados (ricos en agua) como los *anfíboles*. A una profundidad aproximada de 100 kilómetros y a varios kilómetros del borde superior de la capa oceánica en subducción, el manto es lo suficientemente caliente como para que la introducción de agua conduzca a la fusión. Este proceso, denominado **fusión parcial,** genera tan sólo un 10 por ciento de material fundido, que se entremezcla con la roca del manto no fundida. Como es menos densa que el manto que la rodea, esta mezcla móvil y caliente (magma) asciende de una manera gradual hacia la superficie como una estructura en forma de gota. Según el entorno, estos magmas derivados del manto pueden ascender a través de la corteza y provocar una erupción volcánica. Sin embargo, mucha de esta roca fundida nunca alcanza la superficie; antes bien, se solidifica en profundidad donde contribuye a aumentar el grosor de la corteza.

La fusión parcial de la roca del manto genera roca fundida con una *composición basáltica* parecida a la de las erupciones que se producen en la isla de Hawaii. En un ambiente continental, sin embargo, el magma basáltico suele fundirse y asimila algunas de las rocas de la corteza a través de las que asciende. El resultado es la formación de un magma rico en sílice (SiO_2) con una *composición andesítica.* En ocasiones, cuando los magmas andesíticos alcanzan la superficie, suelen provocar erupciones explosivas, generando grandes columnas de cenizas y gases volcánicos. Un ejemplo clásico de una erupción de este tipo fue la erupción del monte Santa Helena en 1980. Aprenderá más sobre la formación del magma y su influencia en la explosividad de las erupciones volcánicas en los Capítulos 4 y 5.

Los volcanes de los imponentes Andes son el producto del magma generado por la subducción de la placa de Nazca por debajo del continente sudamericano (*véase* Figura 2.18). Montañas como las de los Andes, que se producen en parte por la actividad volcánica asociada con la subducción de la litosfera oceánica, se denominan **arcos volcánicos continentales.** Otro arco volcánico continental activo está localizado en el oeste de Estados Unidos. La cordillera Cascade de Washington, Oregón y California consiste en varias montañas volcánicas bien conocidas, entre ellas el monte Rainier, el monte Shasta y el monte Santa Helena (*véase* Figura 5.9, pág. 49). (Este arco volcánico activo también se extiende hasta Canadá, donde incluye el monte Garibaldi y el monte Silverthrone, entre otros.) Como testifica la actividad continua del monte Santa Helena, la cordillera Cascade sigue estando activa. Los magmas surgen aquí por la fusión desencadenada por la subducción de la placa de Juan de Fuca.

Convergencia oceánica-oceánica

Un borde convergente oceánico-oceánico tiene muchos rasgos en común con los márgenes de placa oceánica-continental. Las diferencias son atribuibles principalmente a la naturaleza de la corteza que cubre la placa suprayacente. Cuando convergen dos placas oceánicas, una desciende por debajo de la otra, iniciando la actividad volcánica por el mismo mecanismo que actúa en un borde convergente oceánico-continental. El agua «expulsada» de la capa de litosfera oceánica subducente provoca la fusión en la cuña suprayacente de roca del manto. En este



◀ **Figura 2.21** Zonas de convergencia entre placas. **A.** Océano-continente. **B.** Océano-océano. **C.** Continente-continente.

marco, los volcanes crecen desde el fondo oceánico antes que sobre una plataforma continental. Cuando la subducción se mantiene, acabará por construir cadenas de estructuras volcánicas que emergen como islas. Las islas volcánicas suelen estar separadas aproximadamente 80 kilómetros y están formadas sobre dorsales sumergidas de unos cuantos centenares de kilómetros de anchura. Esta tierra recién formada que consiste en una cadena en for-

ma de arco de pequeñas islas volcánicas se denomina **arco de islas volcánicas,** o simplemente **arco de islas** (Figura 2.21B).

Las Aleutianas, las islas Marianas y las Tonga, son ejemplos de arcos de islas volcánicas. Arcos de islas como éstos están localizados generalmente a 100-300 kilómetros de una fosa submarina. Adyacentes a los arcos de islas antes mencionados se encuentran la fosa de las Aleutianas, la fosa de las Marinas y la fosa de las Tonga (*véase* Figura 13.9).

La mayoría de los arcos de islas volcánicas están localizados en el Pacífico occidental. En estos lugares, la corteza Pacífica en subducción es relativamente antigua y densa y, por consiguiente, se hundirá fácilmente en el manto. Esto explica el gran ángulo de descenso (que a menudo se aproxima a 90 grados) común de las fosas de esta región. Además, muchas de esas zonas de subducción carecen de los grandes terremotos que están asociados con algunas otras zonas convergentes, como la fosa Perú-Chile.

Sólo hay dos arcos de islas volcánicas en el Atlántico: el arco de las Antillas Menores adyacente al mar Caribe, y las islas Sandwich del Sur en el Atlántico sur. Las Antillas Menores son el producto de la subducción de la placa Atlántica debajo de la placa Caribeña. Localizada dentro de este arco se encuentra la isla de la Martinica, donde el volcán Pelée hizo erupción en 1902 destruyendo la ciudad de San Pedro y cobrándose una cantidad estimada en 28.000 vidas humanas, y la isla de Montserrat, donde se ha producido actividad volcánica muy recientemente*.

Los arcos de islas volcánicas jóvenes son estructuras bastante simples situadas sobre corteza oceánica deformada, en general, con un grosor inferior a los 20 kilómetros. Son ejemplos los arcos de las Tonga, las Aleutianas y las Antillas Menores. Por el contrario, los arcos de islas más antiguos son más complejos y tienen por debajo corteza con un grosor de 20 a 35 kilómetros. Son ejemplos de estos arcos el Japonés y el Indonesio, que se formaron sobre el material generado por episodios anteriores de subducción o, en algunas ocasiones, sobre un pequeño fragmento de corteza continental.

Convergencia continental-continental

Como ya hemos visto anteriormente, cuando una placa oceánica es subducida por debajo de la litosfera continental, se desarrolla un arco volcánico de tipo andino a lo largo del margen del continente. Sin embargo, si la placa en subducción también contiene litosfera continental, la subducción continuada acabará uniendo los dos bloques continentales (Figura 2.21C). Mientras la litosfera oceánica es relativamente densa y se hunde en la astenosfera, la litosfera continental flota, lo cual impide que ésta sea subducida a una gran profundidad. El resultado es una colisión entre los dos bloques continentales (Figura 2.21C).

Una colisión semejante se produjo cuando el subcontinente de India «embistió» Asia y produjo el Himalaya: la cordillera montañosa más espectacular de la Tierra (Figura 2.22). Durante esta colisión, la corteza continental se abombó, se fracturó y, en general, se acortó y engrosó. Además del Himalaya, se han formado otros diversos sistemas montañosos importantes, entre ellos los Alpes, los Apalaches y los Urales, durante colisiones continentales.

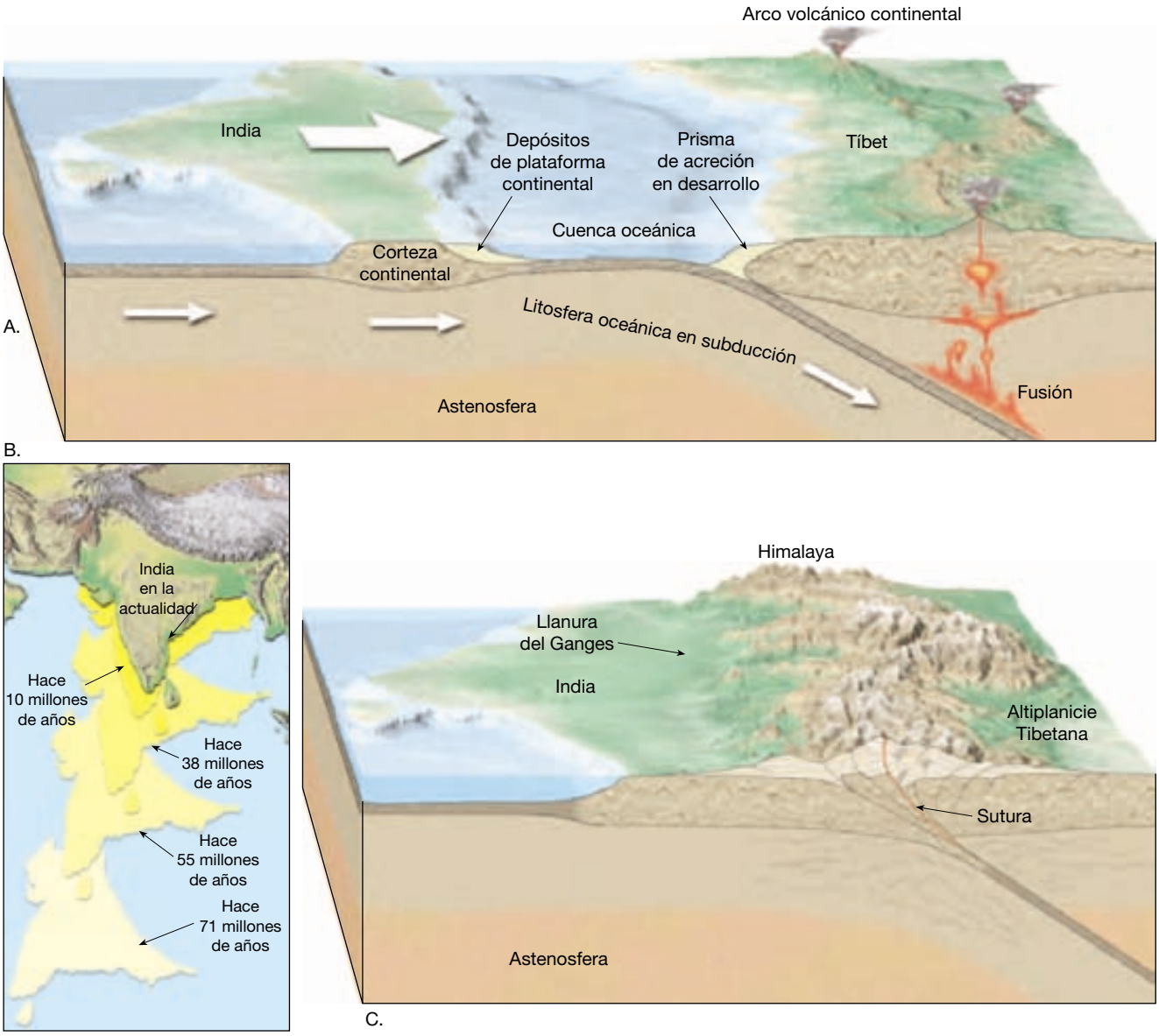
Antes de una colisión continental, las masas de tierra afectadas estaban separadas por una cuenca oceánica. A medida que los bloques continentales convergen, el fondo oceánico que queda entre ellos es subducido debajo de una de las placas. La subducción inicia la fusión parcial de las rocas del manto suprayacente, lo cual, a su vez, puede provocar la formación de un arco volcánico. Dependiendo de la localización de la zona de subducción, el arco volcánico podría desarrollarse en cualquiera de las masas de tierra convergentes o, si la zona de subducción se desarrollara varios centenares de kilómetros hacia el mar desde la costa, se formaría un arco de islas volcánicas. Por último, a medida que se consume el fondo oceánico situado entre medias, esas masas continentales colisionan. Esto pliega y deforma los sedimentos acumulados a lo largo del margen continental como si estuvieran colocados en una prensa gigante. El resultado es la formación de una nueva cordillera montañosa compuesta por rocas sedimentarias deformadas y metamorfizadas, fragmentos del arco de islas volcánicas y posiblemente fragmentos de corteza oceánica.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Los continentes volverán a unirse y formarán una sola masa continental algún día?

Sí, es muy probable que los continentes acaben uniéndose otra vez, pero no será pronto. Dado que todos los continentes se encuentran en el mismo cuerpo planetario, ningún continente puede viajar sin colisionar con otra masa continental. Las investigaciones recientes sugieren que puede formarse un supercontinente una vez cada 500 millones de años aproximadamente. Puesto que han pasado unos 200 millones de años desde la fragmentación de Pangea, nos quedan sólo unos 300 millones de años hasta que se forme el próximo supercontinente.

* Para más información sobre estos acontecimientos volcánicos, *véase* el Capítulo 5.

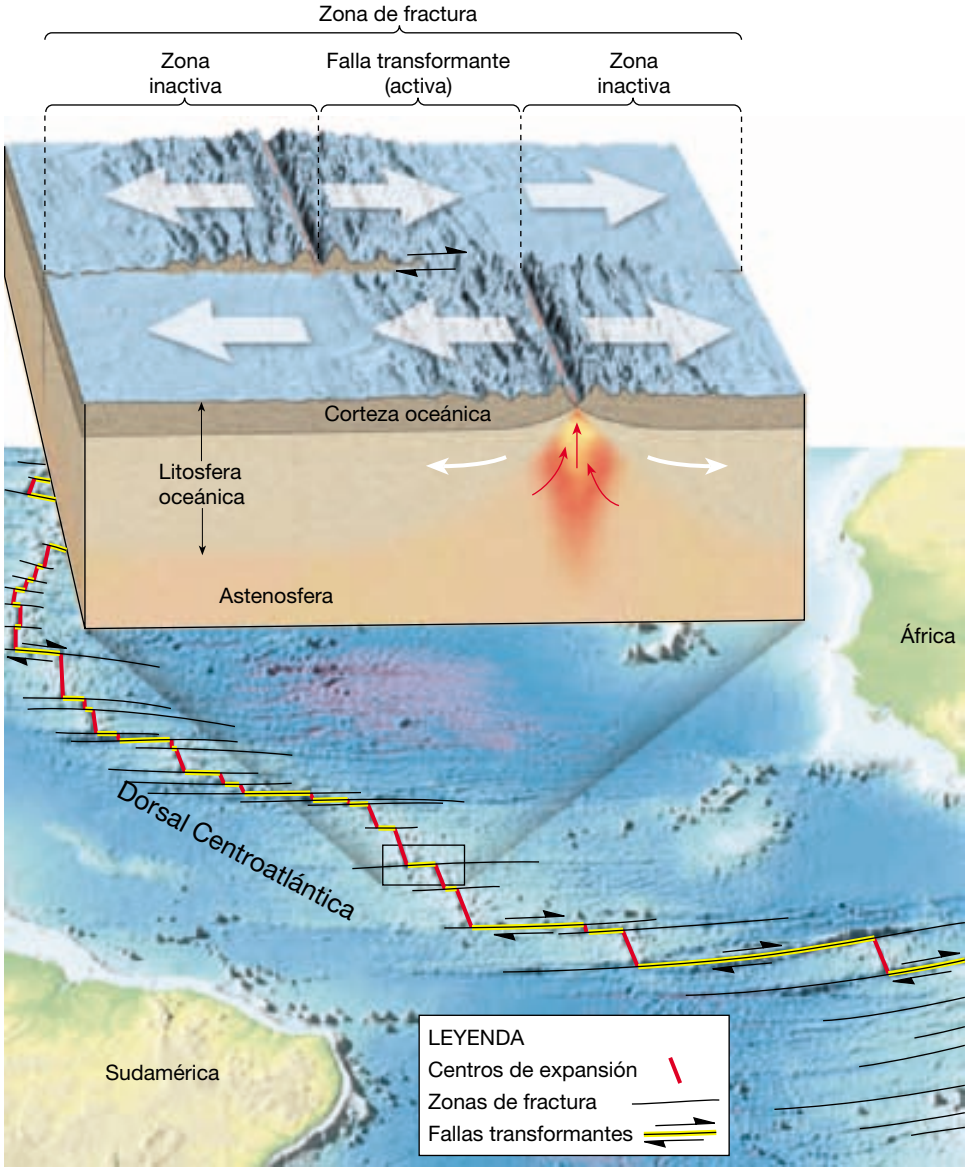


▲ **Figura 2.22** La colisión en curso entre la India y Asia, que empezó hace unos 45 millones de años, produjo el majestuoso Himalaya. **A.** Las placas convergentes generaron una zona de subducción, mientras la fusión parcial provocada por la placa oceánica en subducción producía un arco volcánico continental. Los sedimentos arrancados de la placa en subducción se añadieron al prisma de acreción. **B.** Posición de la India en relación con Euroasia en varios momentos (modificado de Peter Molnar). **C.** Al final las dos masas continentales colisionaron, deformando y elevando los sedimentos que habían sido depositados a lo largo de los bordes continentales. Además, fragmentos de la corteza india se superpusieron a la placa India.

Bordes de falla transformante (bordes pasivos)

Tectónica de placas
▼ Bordes de falla transformante

El tercer tipo de borde de placa es el transformante (*trans* = a través de; *forma* = forma), en el cual las placas se desplazan una al lado de la otra sin producir ni destruir litosfera (*bordes pasivos*). Las fallas transformantes fueron identificadas en primer lugar allí donde desplazan los segmentos desalineados de una dorsal oceánica (Figura 2.23). Al principio se supuso erróneamente que el sistema de dorsales había formado originariamente una cadena larga y continua que fue segmentada por el desplazamiento horizontal a lo largo de esas fallas. Sin embargo, se observó que el desplazamiento a lo largo de esas fallas era exacta-



▶ **Figura 2.23** Diagrama que ilustra un borde de falla transformante (pasivo) que desplaza los segmentos de la dorsal Centroatlántica.

mente paralelo a la dirección necesaria para producir los desplazamientos de la dorsal.

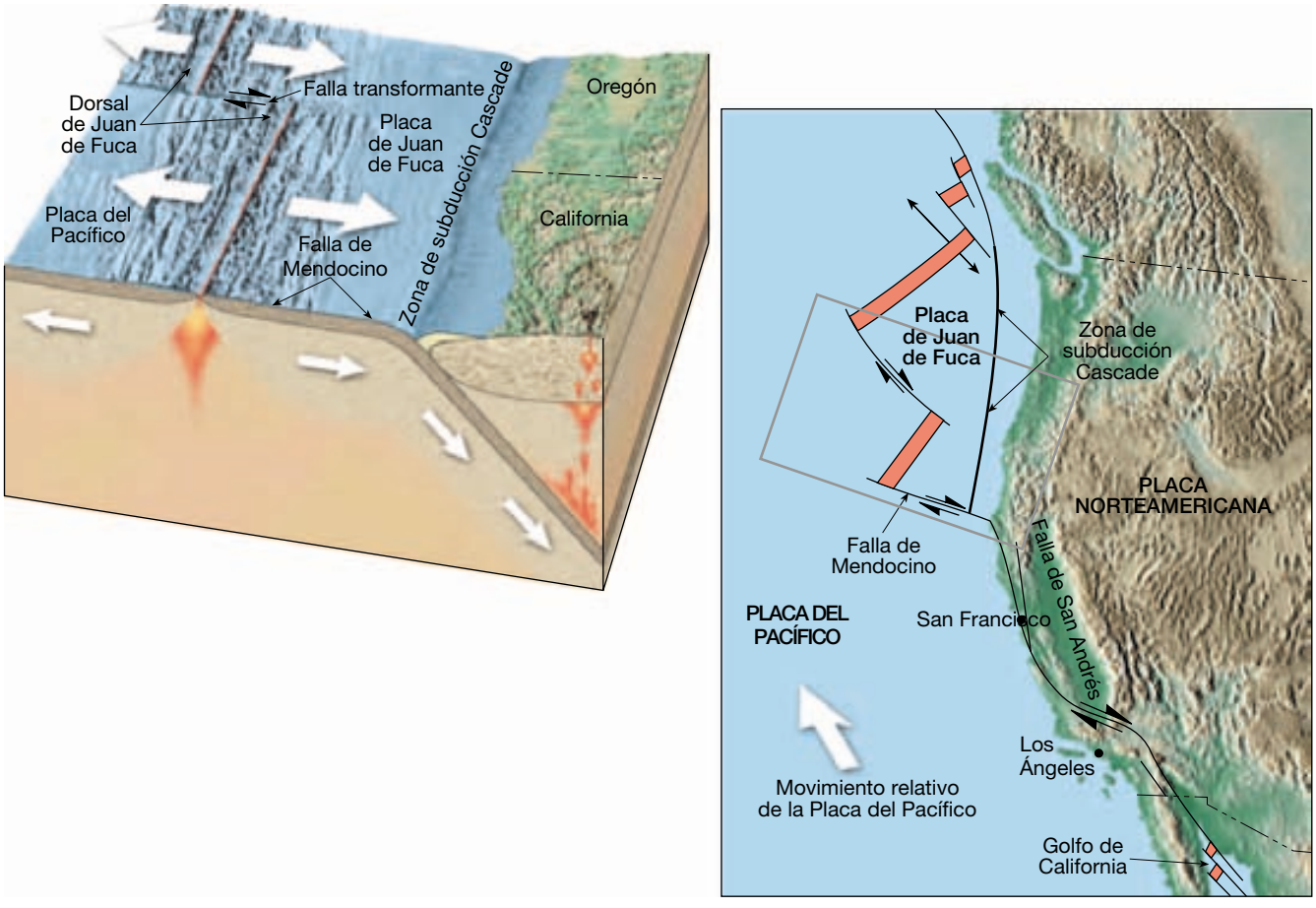
La verdadera naturaleza de las fallas transformantes la descubrió en 1965 H. Tuzo Wilson, de la Universidad de Toronto. Wilson sugirió que esas grandes fallas conectan los cinturones activos globales (bordes convergentes, bordes divergentes y otras fallas transformantes) en una red continua que divide la superficie externa de la tierra en varias placas rígidas. Por tanto, Wilson se convirtió en el primero en sugerir que la Tierra estaba compuesta por placas individuales, a la vez que identificó las fallas a lo largo de las cuales es posible el movimiento relativo entre las placas.

La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de una dorsal centrooceánica (Figura 2.23). Aquí, son parte de unas líneas prominentes de rotura en la corteza oceánica conocidas como **zonas de fractura,** que abarcan las fallas transformantes y sus extensiones inactivas en el interior de las placas. Estas zonas de fractura se encuentran aproximadamente cada 100 kilómetros a lo largo de la dirección del eje de la dorsal. Como se muestra en la Figura 2.23, las fallas transformantes activas se encuentran *sólo entre* los dos segmentos desplazados de la dorsal. Aquí, el fondo oceánico producido en un segmento de la dorsal se desplaza en la dirección opuesta al fondo oceánico generado en el segmento opuesto. Entonces, entre los dos segmentos de la dorsal las dos placas adyacentes se están rozando conforme se desplazan a lo largo de la falla. Más allá de las crestas de la dorsal hay zonas inactivas, don-

de las fracturas se conservan como cicatrices topográficas lineales. La orientación de estas zonas de fractura es aproximadamente paralela a la dirección del movimiento de la placa en el momento de su formación. Por tanto, estas estructuras pueden utilizarse para cartografiar la dirección del movimiento de las placas en el pasado geológico.

Otro papel de las fallas transformantes es proporcionar el medio mediante el cual la corteza oceánica creada en las crestas de la dorsal puede ser transportada a una zona de destrucción, las fosas submarinas. En la Figura 2.24 se ilustra esta situación. Obsérvese que la placa de Juan de Fuca se mueve en dirección sureste, y es finalmente subducida bajo la costa occidental de Estados Unidos. El extremo sur de esta placa está limitado por la falla transformante de Mendocino. Este borde de falla transformante conecta la dorsal de Juan de Fuca con la zona de subducción de Cascade (Figura 2.24). Por consiguiente, facilita el movimiento del material de la corteza creado en la dorsal hasta su destino, debajo del continente norteamericano (Figura 2.24).

Aunque la mayoría de las fallas transformantes está localizada dentro de las cuencas oceánicas, unas pocas atraviesan la corteza continental. Dos ejemplos de ellas son la falla de San Andrés, en California, con tendencia a los terremotos, y la falla Alpina, en Nueva Zelanda. Obsérvese en la Figura 2.24 que la falla de San Andrés conecta un centro de expansión localizado en el golfo de California con la zona de subducción Cascade y la falla transformante de Mendocino, localizada a lo largo de la costa noroccidental de Estados Unidos. A lo largo de la falla de San Andrés, la placa del Pacífico se mueve hacia el noroeste. Si este movimiento continúa, esta parte de California al oeste de la zona de falla, que abarca la península de la Baja California, acabará convirtiéndose en una isla separada de la costa occidental de Estados Unidos y Canadá. Podrá finalmente alcanzar Alaska. Sin embargo, una preocupación más inmediata es la actividad sísmica desencadenada por los movimientos ocurridos a lo largo de este sistema de fallas.



▲ **Figura 2.24** La falla transformante mendocino permite el movimiento hacia el sur del fondo oceánico generado en la dorsal de Juan de Fuca sobrepasando la placa Pacífica y por debajo de la placa Norteamericana. Por tanto, esta falla transformante conecta un borde divergente con una zona de subducción. Además, la falla de San Andrés, también una falla transformante, conecta dos centros de expansión: la dorsal de Juan de Fuca y una zona divergente localizada en el Golfo de California.

Comprobación del modelo de la tectónica de placas

Con el desarrollo de la tectónica de placas, los investigadores de todas las ciencias relacionadas con nuestro planeta empezaron a comprobar este modelo sobre el funcionamiento de la Tierra. Algunas de las pruebas que apoyaron la deriva continental y la expansión del fondo oceánico ya se han presentado. Además, a continuación, se comentarán algunas de las pruebas que fueron fundamentales para que esta nueva idea se consolidara. Obsérvese que muchas de estas pruebas no eran nuevas; antes bien, eran interpretaciones nuevas de datos ya existentes que modificaron la opinión general.

Pruebas procedentes de sondeos oceánicos

Algunas de las pruebas más convincentes que confirman la expansión del fondo oceánico proceden directamente de los sondeos en los sedimentos del fondo oceánico. Desde 1968 hasta 1983, la fuente de estos importantes datos era el Deep Sea Drilling Project, un programa internacional promocionado por varias instituciones oceanográficas importantes y la National Science Foundation. El objetivo fundamental era recoger información de primera mano sobre la edad de las cuencas oceánicas y sus procesos de formación. Para llevarlo a cabo, se construyó un nuevo buque para realizar sondeos marinos, el *Glomar Challenger*.

Las operaciones empezaron en agosto de 1968, en el Atlántico sur. En varios sitios, se sondeó a través de todo el grosor de los sedimentos hasta la roca basáltica inferior. Un importante objetivo era recoger muestras de los sedimentos situados justo por encima de la corteza ígnea como un medio para datar el fondo oceánico en cada lugar*. Dado que la sedimentación empieza inmediatamente después de que se forma la corteza oceánica, los restos de microorganismos encontrados en los sedimentos más antiguos (los que reposan directamente en la corteza) pueden utilizarse para datar el fondo oceánico en ese lugar.

Cuando se representó la edad de los sedimentos más antiguos de cada punto de perforación frente a su distancia con respecto a la cresta de la dorsal, se demostró que la edad de los sedimentos aumentaba a medida que lo hacía la distancia desde la dorsal. Este hallazgo respaldaba la hipótesis de expansión del fondo oceánico, que predecía que la corteza oceánica más joven se encontraría en la cresta de la dorsal y que la corteza oceánica más antigua estaría en los márgenes continentales.

Los datos procedentes del Deep Sea Drilling Project reforzaron también la idea de que las cuencas oceánicas son geológicamente jóvenes, porque no se encontró sedimentos con edades superiores a los 180 millones de años. Por comparación, se ha datado corteza continental con una edad que supera los 4.000 millones de años.

El grosor de los sedimentos del fondo oceánico proporcionó una verificación adicional de su expansión. Las muestras de perforación del *Glomar Challenger* revelaron que los sedimentos están casi por completo ausentes en la cresta de la dorsal y que el grosor de los sedimentos aumenta con la distancia a la dorsal. Debido a que la cresta de la dorsal es más joven que las áreas que están más alejadas de ella, cabe esperar este modelo de distribución de los sedimentos si la hipótesis de expansión del fondo oceánico es correcta.

El Ocean Drilling Project sucedió al Deep Sea Drilling Project y, como su predecesor, constituyó un importante programa internacional. El buque perforador más avanzado desde el punto de vista tecnológico, el *JOIDES Resolution* continúa ahora el trabajo del *Glomar Challenger* (*véase* Recuadro 2.4)*. El *JOIDES Resolution* puede perforar en aguas profundas de hasta 8.200 metros y contiene laboratorios a bordo equipados con grandes y variados equipos de investigación científica (Figura 2.25).

A finales de 2003, empezó el Integrated Ocean Drilling Program. Dentro de unos años se planea tener, en este programa, dos nuevos buques para realizar sondeos marinos para sustituir al *JOIDES Resolution*.

Puntos calientes y plumas del manto

La cartografía de los montes submarinos (volcanes submarinos) del océano Pacífico reveló varias cadenas de estructuras volcánicas. Una de las cadenas más estudiadas se extiende desde las islas Hawaii a la isla Midway y continúa hacia el norte, hacia la fosa de las Aleutianas (Figura 2.26). Esta cadena casi continua de islas volcánicas y montes submarinos se llama cadena islas Hawaii-Emperador. La datación radiométrica de estas estructuras demostró que la edad de los volcanes aumenta a medida que se distancian de Hawaii. Hawaii, el volcán más joven de la cadena, se elevó del fondo oceánico hace menos de un millón de años, mientras que la isla Midway tiene 27 millones de años y el monte submarino Suiko, cerca de la fosa de las Aleutianas, tiene 65 millones de años (Figura 2.26).

Si nos acercamos a las islas Hawaii, observamos un incremento similar de la edad desde la isla volcánicamente activa de Hawaii, en el límite suroriental de la cadena, hasta los volcanes inactivos que componen la isla de Kauai en el noroeste (Figura 2.26).

* Las dataciones radiométricas de la corteza oceánica en sí mismas no son fiables debido a la alteración del basalto por el agua del mar.

* Las siglas JOIDES proceden de Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling.



Recuadro 2.4 ▶ Entender la Tierra

Recogida de muestras del fondo oceánico

Un aspecto fundamental de la investigación científica es la recogida de datos básicos mediante la observación y la medida. Formular y probar hipótesis requiere datos fiables. La adquisición de esta información no es una tarea fácil cuando se trata de extraer muestras del gran almacén de datos contenidos en los sedimentos del fondo oceánico y la corteza oceánica. Adquirir muestras supone un desafío técnico y es muy caro.

En el *Ocean Drilling Program* (ODP) se utiliza el barco *JOIDES Resolution* para sondear el fondo oceánico y recoger largos cilindros (testigos) de sedimentos y rocas. Las siglas *JOIDES* del nombre del barco significan *Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling* (Unión de instituciones oceanográficas para muestreo de la Tierra profunda) y reflejan el compromiso internacional de los 22 países que participan en el programa. «*Resolution*» hace honor al barco HMS *Resolution*, comandado hace más de 200 años por el prolífico explorador inglés, el capitán James Cook.

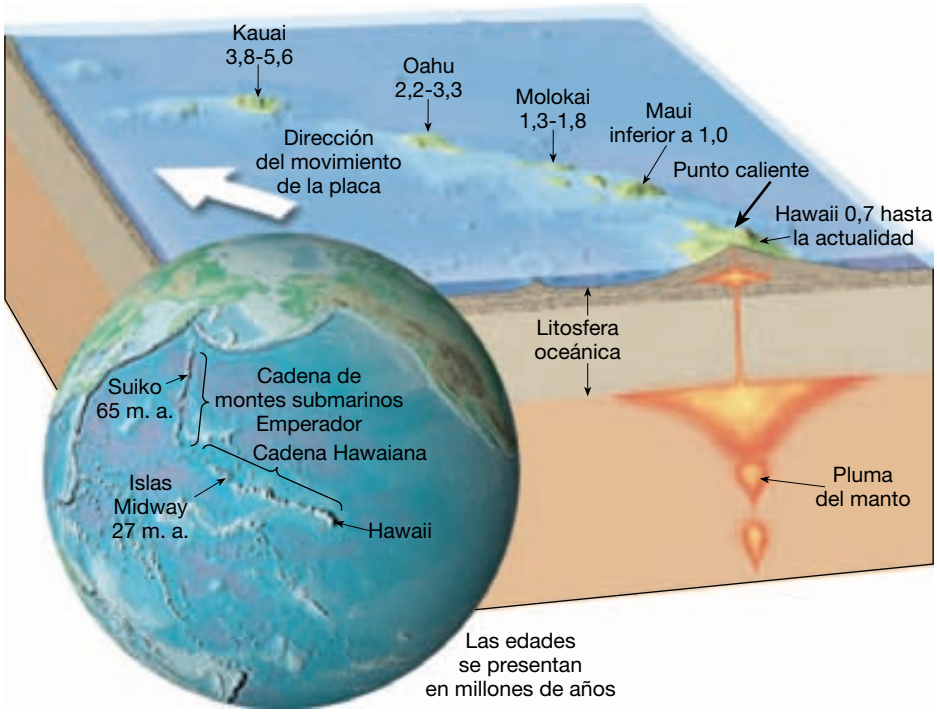
El *JOIDES Resolution* tiene una alta grúa metálica que se utiliza para dirigir el *sondeo rotatorio*, mientras los propulsores del barco lo mantienen en una posición fija en el mar (Figura 2.C). Las secciones individuales del cañón de perforación se unen para construir una sola columna de tubería de hasta 8.200 metros de longitud. La broca de la tubería, situada al final de la columna, rota conforme es presionada contra el fondo oceánico y puede perforar hasta 2.100 metros en el fondo oceánico. Como sucede al girar una caña de refresco en un pastel de capas, la perforación corta a través de los sedimentos y las rocas y retiene un cilindro de material (un testigo) en el interior de la tubería hueca, que puede entonces subirse a bordo del barco y analizarse en las instalaciones de un laboratorio de vanguardia.

Desde 1985, el barco ha perforado más de 2.000 sondeos en todo el mundo. El resultado ha sido la recuperación de más de 168.000 metros de testigos que representan millones de años de la historia de la Tierra. El legado de la perforación oceánica incluye validar el modelo de la tectónica de placas y rastrear la evolución del clima de la Tierra millones de años atrás.

▲ **Figura 2.B** El *JOIDES Resolution* perfora el fondo oceánico y recoge núcleos de sedimentos y rocas para analizarlos. El sistema de posicionamiento dinámico del barco consiste en potentes propulsores (laterales) que le permiten permanecer estacionario sobre el punto de perforación. Los puntos de perforación anteriores pueden reutilizarse unos años después y se localizan mediante ondas sonoras entre los hidrófonos del barco y las balizas sónar. Una cámara de televisión a distancia ayuda a posicionar el tubo de perforación en el cono de reentrada.



▶ **Figura 2.25** El *JOIDES Resolution,* el buque para realizar sondeos del *Ocean Drilling Program*. Este moderno buque perforador ha sustituido al *Glomar Challenger* en el importante trabajo de tomar muestras de los fondos de los océanos mundiales. (Foto cortesía del *Ocean Drilling Program*.)



▶ **Figura 2.26** La cadena de islas y de montañas sumergidas que se extiende desde Hawaii a la fosa de las Aleutianas y que se produce por el movimiento de la placa del Pacífico sobre un punto caliente aparentemente estacionario. La datación radiométrica de las islas hawaianas pone de manifiesto que la edad de la actividad volcánica disminuye conforme nos acercamos a la isla de Hawaii.

Los investigadores están de acuerdo en la existencia de una pluma ascendente de material del manto debajo de la isla de Hawaii. A medida que la **pluma de manto ascendente** entra en el ambiente de baja presión de la base de la litosfera, se produce fusión. La manifestación superficial de esa actividad es un **punto caliente,** un área volcánica, con un flujo térmico elevado y un abombamiento de la corteza que tiene unos pocos cientos de kilómetros de anchura. Conforme la placa del Pacífico se movió sobre este punto caliente, se formaron estructuras volcánicas sucesivas. Como se muestra en la Figura 2.26, la edad de cada volcán indica el momento en el que se situó sobre la pluma del manto relativamente estacionaria.

Kauai es la más antigua de las grandes islas de la cadena hawaiana. Hace 5 millones de años, cuando estaba colocada sobre el punto caliente, Kauai era la única isla hawaiana (Figura 2.26). Examinando sus volcanes extin-

tos, que han sido erosionados en picos dentados y enormes cañones, pueden verse las pruebas de la edad de Kauai. Por el contrario, la isla de Hawaii, comparativamente joven, exhibe coladas de lava fresca, y dos de los volcanes de Hawaii, el Mauna Loa y el Kilauea, siguen activos.

Dos grupos de islas corren paralelas a la cadena de islas Hawaii-Emperador. Una cadena consiste en las islas Tuamotu y Line, y la otra en las islas Austral, Gilbert y Marshall. En cada caso, la actividad volcánica más reciente se ha producido en el extremo suroriental de la cadena, y las islas son progresivamente más antiguas hacia el norte occidental. Por tanto, como la cadena de islas Hawaii-Emperador, estas estructuras volcánicas se formaron aparentemente por el mismo movimiento de la placa del Pacífico sobre plumas del manto fijas. Esta prueba, no sólo apoya el hecho de que las placas se mueven en realidad en relación con el interior de la Tierra, sino que también las «huellas» del punto caliente marcan la dirección del movimiento de la placa.

Obsérvese en la Figura 2.26 que la cadena de islas Hawaii-Emperador se dobla. Esta flexión de la traza se produjo hace unos 40 millones de años, cuando el movimiento de la placa del Pacífico cambió desde una dirección casi norte a una dirección noroeste. De igual forma, los puntos calientes localizados en el fondo del Atlántico han aumentado nuestro conocimiento sobre la migración de las masas de tierra después de la fragmentación de Pangea.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Si los continentes se mueven, ¿también se mueven otras estructuras, como los segmentos de la dorsal centrooceánica?

Ésa es una buena observación, y sí, lo hacen. Es interesante apuntar que hay muy pocas cosas realmente fijas sobre la superficie de la Tierra. Cuando hablamos de movimiento de estructuras sobre la Tierra, debemos tener en cuenta la siguiente cuestión: «¿Moverse en relación con qué?» Sin duda, la dorsal centrooceánica se mueve en relación con los continentes (lo cual a veces provoca la subducción de segmentos de las dorsales centrooceánicas debajo de los continentes). Además, la dorsal centrooceánica se mueve en relación con un punto fijo situado fuera de la Tierra. Eso significa que un observador que orbite por encima de la Tierra vería, tras sólo unos pocos millones de años, que todas las estructuras continentales y del fondo oceánico, así como los bordes de placa, realmente se mueven. La excepción son los puntos calientes, que parecen ser relativamente estacionarios y pueden utilizarse para determinar los movimientos de otras estructuras.

La existencia de las plumas del manto y su relación con los puntos calientes están bien documentadas. La mayoría de plumas del manto son estructuras muy antiguas que parecen mantener posiciones relativamente fijas dentro del manto. Además, la investigación sugiere que al menos algunas plumas del manto se originan a gran profundidad, quizás en el límite manto-núcleo. Otras, en cambio, pueden tener un origen mucho menos profundo. De los aproximadamente 40 puntos calientes identificados, más de una docena están localizados cerca de centros de expansión. Por ejemplo, la pluma del manto situada debajo de Islandia es responsable de la gran acumulación de rocas volcánicas que se encuentra a lo largo de la sección septentrional de la dorsal Centroatlántica.

Medición del movimiento de las placas

Se han utilizado algunos métodos para establecer la dirección y la velocidad del movimiento de las placas. Como se ha comentado antes, las «huellas» de los puntos calientes como los de la cadena de islas Hawaii-Emperador marcan la dirección del movimiento de la placa del Pacífico en relación con el manto subyacente. Además, midiendo la longitud de esta cadena volcánica y el intervalo de tiempo entre la formación de la estructura más antigua (el monte submarino Suiko) y la estructura más joven (Hawaii), se puede calcular una velocidad media del movimiento de la placa. En este caso, la cadena volcánica mide unos 3.000 kilómetros de longitud y se formó durante los últimos 65 millones de años: el cálculo de la velocidad media de movimiento da como resultado unos 9 centímetros al año. La exactitud de este cálculo depende de la posición fija del punto caliente en el manto.

El paleomagnetismo y los movimientos de placas

El paleomagnetismo almacenado en las rocas del fondo oceánico también proporciona un método de medición de las velocidades del movimiento de las placas (al menos la media durante millones de años). Recordemos que aparece un modelo simétrico de franjas magnéticas a ambos lados de la dorsal oceánica. Poco después de este descubrimiento, los investigadores empezaron a asignar edades a las franjas magnéticas mediante la escala de tiempo magnético elaborada a partir de las coladas de lava en la tierra. Una vez determinadas la edad de la franja magnética y su distancia a la cresta de la dorsal, puede calcularse la velocidad media del movimiento de las placas.

Por ejemplo, el límite entre las épocas de Gauss y de Matuyama se sitúa hace unos 2,5 millones de años. A lo largo de una sección de la dorsal Centroatlántica, la distan-

cia desde el eje de la dorsal a este límite es de alrededor de 25 kilómetros en ambas direcciones, para una distancia total de 50 kilómetros. La velocidad de expansión del fondo oceánico de esta sección de la dorsal Centroatlántica es de 50 kilómetros cada 2,5 millones de años, o de 2 centímetros al año. Por tanto, Norteamérica se mueve en relación con Europa a una velocidad de aproximadamente 2 centímetros al año. Recordemos que la dirección de la expansión del fondo oceánico puede establecerse a partir de las zonas de fractura encontradas en el fondo oceánico. (Es importante destacar que estas mediciones son el movimiento de una placa en relación con sus vecinas.)

Medición de las velocidades de las placas desde el espacio

En la actualidad es posible, utilizando la tecnología espacial, medir directamente el movimiento relativo entre placas. Eso se realiza estableciendo periódicamente las localizaciones exactas y, por tanto, la distancia entre dos estaciones de observación situadas en los lados opuestos de un borde de placa. Dos de los métodos utilizados para realizar este cálculo son la *Interferometría basal muy larga* (VLBI, del inglés Very Long Baseline Interferometry) y una técnica de posicionamiento por satélite que utiliza el *Sistema de Posicionamiento Global* (GPS). En el sistema de la *Interferometría basal muy larga* se utilizan grandes radiotelescopios para registrar señales de quásares (objetos casi estelares) muy distantes (Figura 2.27). Los quásares se encuentran a millares de millones de años luz de la Tierra, de modo que actúan como puntos de referencia estacionarios. Las diferencias de milisegundos en los tiempos de llegada de la misma señal a distintos observatorios con dirección a la Tierra proporcionan una manera de establecer la distancia precisa entre los receptores. La realización de un estudio típico puede tardar un día y obliga a utilizar dos radiotelescopios muy separados que observen quizás una docena de quásares, de 5 a 10 veces cada uno. Este esquema proporciona una estimación de la distancia entre estos observatorios con una precisión de unos 2 centímetros. Repitiendo este experimento más tarde, los investigadores pueden establecer el movimiento relativo de estos lugares. Este método ha sido particularmente útil para establecer los movimientos a gran escala de las placas, como la separación que se está produciendo entre Estados Unidos y Europa.



▲ **Figura 2.27** Radiotelescopios como éste de Green Bank, West Virginia, se utilizan para determinar con precisión la distancia entre dos puntos alejados. Los datos recogidos por mediciones repetidas han detectado movimientos relativos de las placas de 1 a 15 centímetros al año entre distintos puntos de todo el mundo (cortesía de National Radio Astronomy Observatory).

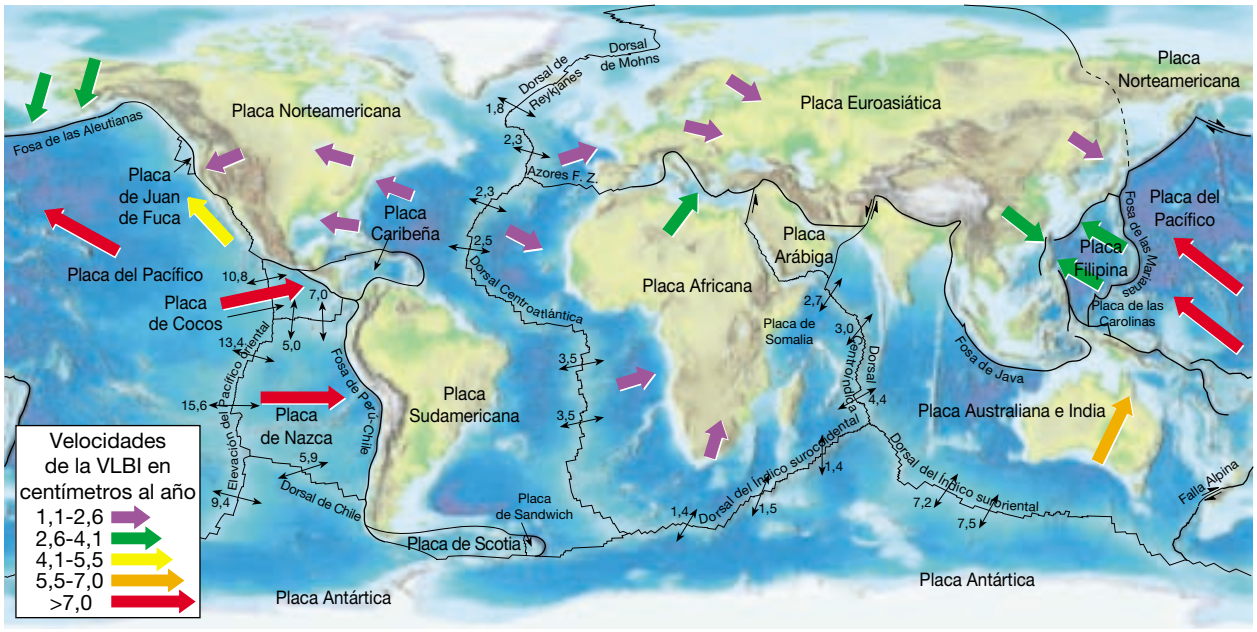
Quizás esté familiarizado con el Sistema de Posicionamiento Global, que es parte del sistema de navegación utilizado en los automóviles para localizar la posición propia y dar direcciones hacia otra localización. En el Sistema de Posicionamiento Global se utilizan numerosos satélites en lugar de una fuente extragaláctica para medir con precisión la localización de un punto determinado en la superficie terrestre. Utilizando dos receptores de GPS muy separados, pueden utilizarse las señales obtenidas por estos instrumentos para calcular sus posiciones relativas con una precisión considerable. Se ha demostrado que las técnicas en las que se utilizan receptores de GPS son útiles para establecer los movimientos a pequeña escala de la corteza como los que se producen a lo largo de las fallas en regiones tectónicamente activas.

Los datos obtenidos de éstas y otras técnicas confirman el hecho de que se ha detectado movimiento de placas real. Los cálculos demuestran que Hawaii se mueve hacia el noroeste y se aproxima a Japón a 8,3 centímetros al año (Figura 2.28). Un punto de Maryland se está alejando de otro en Inglaterra a una velocidad de aproximadamente 1,7 centímetros al año (una velocidad próxima a la velocidad de expansión de 2,3 centímetros al año que se estableció a partir de los datos paleomagnéticos).

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Finalizará la tectónica de placas?

Dado que los procesos de la tectónica de placas son alimentados por el calor procedente del interior de la Tierra (que es una cantidad finita), las fuerzas irán disminuyendo en algún momento del futuro lejano hasta el punto de que las placas dejarán de moverse. El trabajo de los procesos externos, sin embargo, continuará erosionando las estructuras de la superficie de la Tierra, la mayoría de las cuales acabarán erosionándose hasta ser planas. Qué mundo tan distinto será: una Tierra sin terremotos, sin volcanes y sin montañas. ¡Dominarán las llanuras!



▲ **Figura 2.28** Este mapa ilustra las direcciones y las velocidades del movimiento de las placas en centímetros al año. Las velocidades de la expansión del fondo oceánico (como se muestra con flechas y cifras negras) se basan en el espaciado de las franjas magnéticas datadas (anomalías). Las flechas coloreadas muestran los datos sobre el movimiento de placas obtenidas por la Interferometría basal muy larga (VLBI) en localizaciones seleccionadas. Los datos obtenidos mediante estos métodos son consistentes. (Datos del fondo oceánico de DeMets y colaboradores, datos de la VLBI de Ryan y colaboradores.)

¿Qué impulsa los movimientos de las placas?

La teoría de la tectónica de placas *describe* el movimiento de las placas y el papel que este movimiento representa en la generación o la modificación de las principales estructuras de la corteza terrestre. Por consiguiente, la aceptación de la tectónica de placas no depende del conocimiento exacto de qué impulsa los movimientos de las placas. Afortunadamente es así, porque ninguno de los modelos propuestos hasta ahora puede explicar todos los principales aspectos de la tectónica de placas. Sin embargo, en general los investigadores están de acuerdo en lo siguiente:

1. El flujo convectivo del manto rocoso de 2.900 kilómetros de espesor (donde las rocas calientes y flotantes ascienden y el material más frío y denso se hunde) es la fuerza impulsora subyacente que provoca el movimiento de las placas.
2. La convección del manto y la tectónica de placas forman parte del mismo sistema. Las placas oceánicas en subducción conducen la porción fría de la corriente de convección que se mueve hacia abajo, mientras el afloramiento somero de rocas calientes a lo largo de las dorsales oceánicas y las plumas calientes del manto son la rama de flujo ascendente del mecanismo convectivo.
3. Los movimientos lentos de las placas terrestres y el manto son dirigidos, en última instancia, por la distribución desigual del calor en el interior de la Tierra. Además, esta corriente es el mecanismo que transmite el calor del núcleo de la Tierra y lo hace ascender a través del manto.

Lo que no se conoce con ningún grado de certeza es la naturaleza precisa de esta corriente de convección.

Algunos investigadores han argumentado que el manto es como un pastel de capas gigante, dividido a una profundidad de 660 kilómetros. La convección actúa en ambas capas, pero la mezcla entre capas es mínima. Al otro extremo del espectro se encuentra el modelo según el cual se parece ligeramente a un cazo de sopa justo a punto de hervir, agitándose muy despacio de arriba abajo durante eones de tiempo geológico. Ninguno de los modelos se ajusta a todos los datos disponibles. Primero observaremos algunos de los mecanismos que se cree que contribuyen al movimiento de las placas y luego examinaremos algunos de los modelos que se han propuesto para describir la convección placas-manto.

Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas

Varias fuerzas actúan sobre las placas terrestres: algunas de ellas son fuerzas impulsoras, mientras que unas pocas se oponen al movimiento de las placas. Las fuerzas impulsoras son: la fuerza de *arrastre de la placa*, la fuerza de *empuje de la dorsal* y la *fuerza de succión de la placa;* las fuerzas que tienden a impedir el movimiento de las placas son la *fuerza de resistencia de la placa* y la *fuerza de arrastre del manto*.

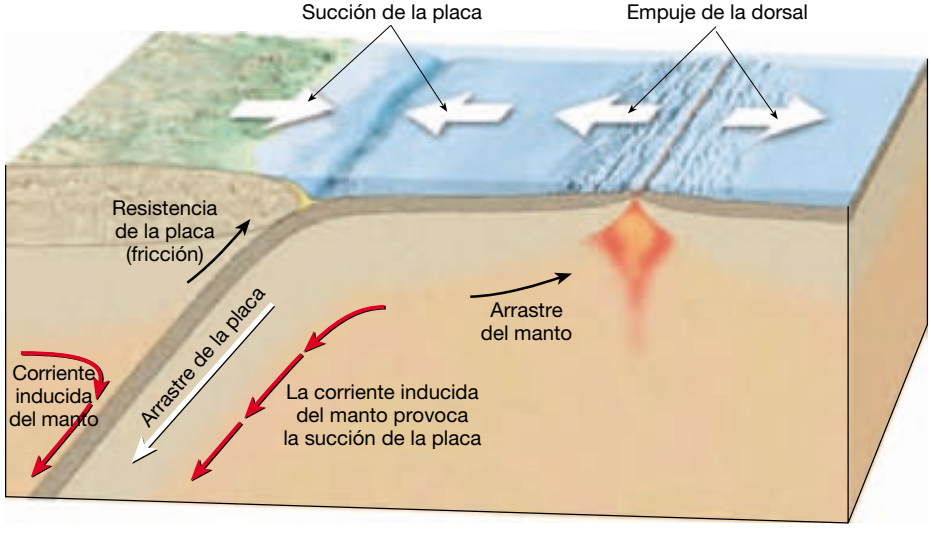
Fuerza de arrastre de la placa, fuerza de empuje de dorsal y fuerza de succión de la placa Existe acuerdo general en que la subducción de las capas frías y densas de la litosfera oceánica es la principal fuerza impulsora del movimiento de las placas (Figura 2.29). A medida que estas capas se hunden en la astenosfera, «tiran de» la placa a remolque. Este fenómeno, denominado **fuerza de arrastre de la placa,** se produce porque las capas antiguas de la litosfera oceánica son más densas que la astenosfera subyacente y, por tanto, se «hunden como una roca».

Otra fuerza impulsora importante se denomina **fuerza de empuje de la dorsal** (Figura 2.29). Este mecanismo accionado por la gravedad es consecuencia de la posición elevada de la dorsal oceánica, que hace que las capas de la litosfera se «deslicen» hacia abajo por los flancos de la dorsal. La fuerza de empuje de la dorsal parece contribuir mucho menos a los movimientos de las placas que la fuerza de arrastre de la placa. Nótese que, a pesar de su mayor altura media sobre el fondo oceánico, las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal Centroatlántica son considerablemente inferiores que las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental, que es menos empinada (*véase* Figura 2.28). El hecho de que cuando más del 20 por ciento del perímetro de una placa consta de zonas de subducción, las velocidades de movimiento de las placa son relativamente rápidas, también respalda la noción de que la fuerza de arrastre de la placa es más importante que la fuerza de empuje de la dorsal. Son ejemplos de ello las placas del Pacífico, de Nazca y de Cocos, todas ellas con velocidades de expansión que superan los 10 centímetros al año.

Otra fuerza impulsora se produce por el arrastre de una placa en subducción en el manto adyacente. El resultado es una circulación inducida del manto que empuja ambas placas, la subducida y la superpuesta hacia la fosa. Dado que esta corriente de manto tiende a «succionar» las placas cercanas (de una manera parecida a cuando se saca el tapón de la bañera), se denomina **fuerza de succión de la placa** (Figura 2.29). Aun cuando una placa en subducción se separe de la placa suprayacente, ésta continuará su descenso por la corriente en el manto y, por consiguiente, continuará provocando el movimiento de placas.

Fuerza de arrastre del manto y fuerza de resistencia de la placa Entre las fuerzas que contrarrestan el movimiento de las placas se cuenta la **fuerza de resistencia de la placa** (fricción), que se produce cuando una placa en subducción roza contra una placa superpuesta (Figura 2.29). La cantidad de resistencia a lo largo de una zona de subducción puede calcularse a partir de la actividad sísmica.

Debajo de la placa, la **fuerza de arrastre del manto** ayuda a producir el movimiento de las placas cuando la corriente de la astenosfera tiene la misma dirección y su magnitud supera la de la placa. Sin embargo, a menudo la fuerza de arrastre del manto actúa en la dirección opuesta y contrarresta el movimiento de la placa. La fuerza de arrastre del manto por debajo de los continentes es varias veces mayor que por debajo de la litosfera oceánica, porque la litosfera continental es más gruesa que la litosfera oceánica y, por tanto, se extiende a más profundi-



▶ **Figura 2.29** Ilustración de algunas de las fuerzas que actúan sobre las placas: algunas son fuerzas impulsoras, mientras unas pocas se oponen al movimiento de las placas.

dad en el manto, donde el material es más viscoso (menos fluido).

Modelos de convección placas-manto

Cualquier modelo de convección placa-manto debe ser coherente con las propiedades fisicoquímicas observadas del manto. Cuando se propuso por primera vez la expansión del fondo oceánico, los geólogos sugirieron que la convección en el manto consistía en corrientes ascendentes que procedían de las profundidades del manto por debajo de las dorsales oceánicas. Se creía que, después de alcanzar la base de la litosfera, estas corrientes se expandían lateralmente y separaban las placas. Por tanto, se consideraba que las placas eran transportadas pasivamente por la corriente del manto. Sin embargo, según las pruebas físicas, empezó a verse claro que el flujo por debajo de las dorsales oceánicas es poco profundo y no está relacionado con la convección profunda del manto. Es el movimiento horizontal de las placas litosféricas que se apartan de la dorsal el que provoca el afloramiento del manto y no al revés. También observamos que el movimiento de las placas controla las corrientes de convección del manto. Cuando las placas se mueven, arrastran el material adyacente, induciendo así la corriente del manto. Por tanto, los modelos modernos consideran las placas como parte integral de la convección del manto y quizás incluso como su componente más activo.

Además, cualquier modelo aceptable debe explicar por qué las lavas basálticas que entran en erupción a lo largo de la dorsal oceánica tienen una composición bastante homogénea y carecen de algunos elementos traza. Se ha demostrado que los basaltos de la dorsal derivan de rocas situadas en el manto superior que experimentaron un período anterior de diferenciación química, en el que desaparecieron estos elementos. Por el contrario, se encuentran concentraciones mayores de estos mismos elementos en las erupciones basálticas asociadas con el volcanismo de puntos calientes. Puesto que las lavas basálticas que entran en erupción en lugares distintos tienen distintas concentraciones de elementos traza, se supone que derivan de regiones químicamente diferenciadas del manto. Se cree que los basaltos asociados con las plumas del manto proceden de una fuente primitiva (menos diferenciada), que es más parecida a la composición química media del manto primitivo.

Estratificación a 660 kilómetros Antes nos hemos referido a la versión del «pastel de capas» de la convección del manto. Como se muestra en la Figura 2.30A, uno de estos modelos estratificados tiene dos zonas de convección: una capa convectiva delgada por encima de los 660 kilómetros y otra gruesa situada debajo. Este modelo ofrece una explicación satisfactoria de por qué las lavas basálticas que entran en erupción a lo largo de las dorsales oceánicas tienen una composición algo diferente de las lavas que entran en erupción en Hawaii como consecuencia de la actividad de los puntos calientes. Los basaltos de la dorsal centrooceánica proceden de la capa convectiva superior, que está bien mezclada, mientras que la pluma del manto que alimenta los volcanes hawaianos utiliza una fuente más profunda, más primitiva, que reside en la capa convectiva inferior.

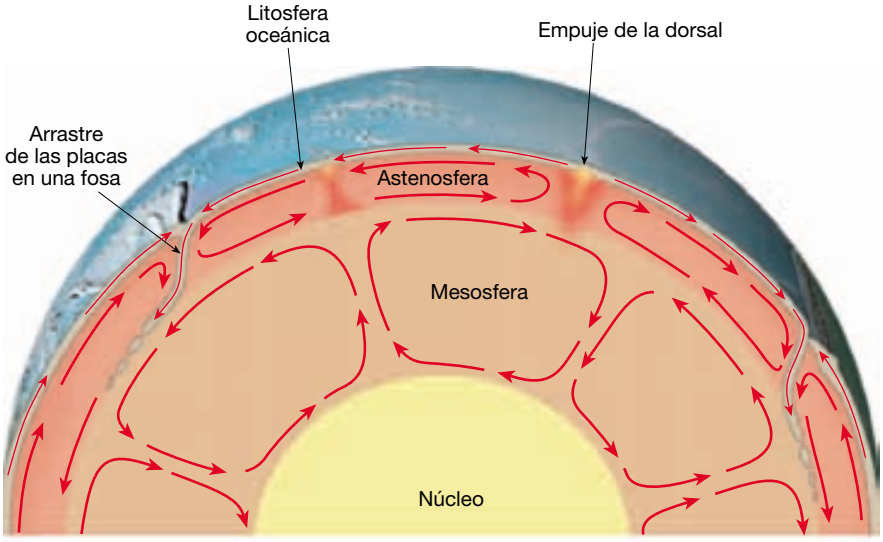
A pesar de las pruebas que respaldan este modelo, las imágenes sísmicas han demostrado que las placas en subducción de la litosfera oceánica fría pueden atravesar el límite de los 660 kilómetros. La litosfera en subducción debería servir para mezclar ambas capas, la superior y la inferior. Por consiguiente, la estructura estratificada del manto se destruiría.

Convección de todo el manto A causa de los problemas que plantea el modelo estratificado, los investigadores empezaron a preferir la convección de todo el manto. En un modelo de convección de todo el manto, las placas de litosfera oceánica fría descienden al manto inferior, agitando así todo el manto (Figura 2.30B). A la vez, las plumas del manto caliente que se generan cerca del límite manto-núcleo transportan el calor hacia la superficie. Se ha sugerido que a las velocidades extremadamente lentas de la convección, habría rocas del manto primitivo (con todos sus componentes) en cantidades suficientes para alimentar las plumas del manto ascendentes.

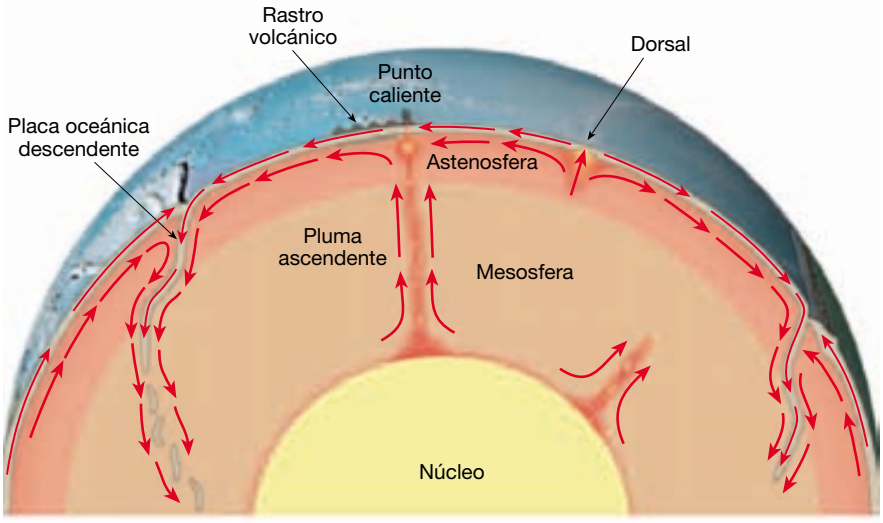
Sin embargo, estudios recientes han demostrado que la mezcla de todo el manto haría que éste se mezclara en cuestión de unos pocos centenares de millones de años. Esta mezcla tendería a eliminar la fuente de magma primitivo observada en el volcanismo de puntos calientes.

Modelo de capa profunda Una posibilidad que queda es la estratificación más profunda del manto. Se ha descrito un modelo de capa profunda como analogía de una «lámpara de lava» en una localización baja. Como se muestra en la Figura 2.30C, quizás el tercio inferior del manto es como el fluido coloreado de la parte inferior de una lámpara de lava. El calor procedente del interior de la Tierra hace que las dos capas crezcan y se encojan según unos esquemas complejos sin que se produzca una mezcla sustancial, de una manera similar a los patrones observados en una lámpara de lava. Una pequeña cantidad de material de la capa inferior asciende mientras las plumas del manto generan volcanismo de puntos calientes en la superficie.

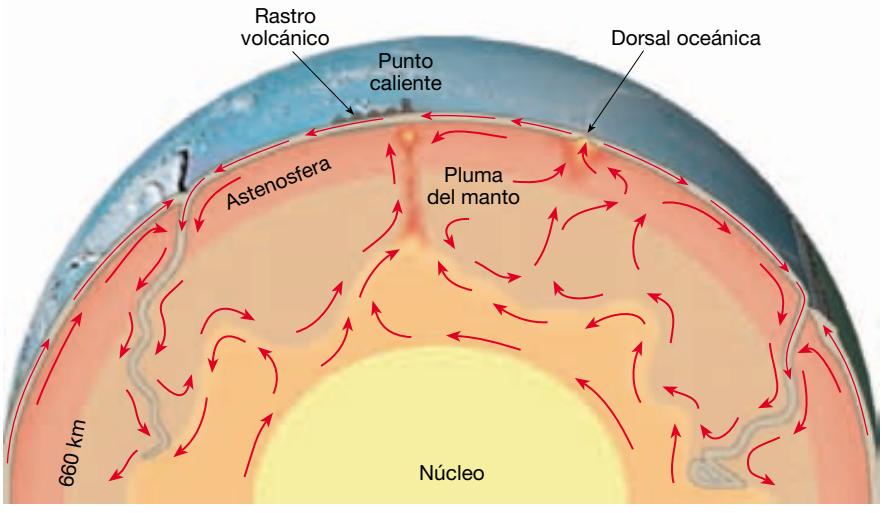
Este modelo proporciona las dos fuentes del manto químicamente distintas que los datos observacionales necesitan. Además, es compatible con las imágenes sísmicas



A. Estratificación a 660 kilómetros



B. Convección de todo el manto



C. Modelo de capa profunda

▶ **Figura 2.30** Modelos propuestos para la convección del manto. **A.** El modelo que se muestra en esta ilustración consiste en dos niveles de convección: una capa de convección delgada por encima de los 660 kilómetros y otra gruesa por debajo. **B.** En este modelo de convección de todo el manto, la litosfera oceánica fría desciende a la parte inferior del manto mientras las plumas calientes del manto transportan el calor hacia la superficie. **C.** Este modelo de capa profunda sugiere que el manto funciona de una manera similar a como lo hace una lámpara de lava. El calor de la Tierra hace que estos niveles de convección crezcan y se encojan lentamente en modelos complejos sin que se produzca ninguna mezcla sustancial. Algún material del nivel inferior asciende en forma de plumas del manto.

que muestran el hundimiento de las placas litosféricas frías en las profundidades del manto. Pese a su atractivo, existen muy pocas pruebas sísmicas que sugieran la existencia de una capa profunda del manto de esta naturaleza, a excepción de una capa muy delgada situada justo encima del límite manto-núcleo.

Aunque todavía hay mucho que aprender sobre los mecanismos que provocan el movimiento de las placas, algunos hechos son claros. La distribución desigual del calor en el interior de la tierra genera algún tipo de convección térmica que acaba produciendo el movimiento de las placas y el manto. Las placas litosféricas descendentes que sirven para transportar material frío al manto proporcionan la principal fuerza impulsora. Además, las plumas del manto, que se generan en el límite núcleo-manto, transportan calor desde el núcleo hacia el manto.

La importancia de la teoría de la tectónica de placas

La tectónica de placas es la primera teoría que proporciona una visión exhaustiva de los procesos que produjeron las principales estructuras de la superficie terrestre, incluidos los continentes y las cuencas oceánicas. Como tal, ha relacionado muchos aspectos de la Geología que antes se consideraban no relacionados. Varias ramas de la Geología se han unido para proporcionar una mejor comprensión del funcionamiento de nuestro dinámico planeta. Dentro del marco de la tectónica de placas, los geólogos han encontrado explicaciones para la distribución geológica de los terremotos, los volcanes y los cinturones montañosos. Además, ahora podemos explicar mejor las distribuciones de plantas y animales en el pasado geológico, así como la distribución de los depósitos de minerales económicamente importantes.

Pese a su utilidad para explicar muchos de los procesos geológicos a gran escala que operan en la Tierra, la tectónica de placas no se comprende por completo. El modelo que se presentó en 1968 era simplemente un marco básico que dejaba muchos detalles para la investigación posterior. Mediante pruebas fundamentales, este modelo inicial se ha ido modificando y ampliando para convertirse en la teoría que hoy conocemos. Sin duda, la teoría actual se perfeccionará conforme se obtengan más datos y observaciones. La teoría de la tectónica de placas, pese a ser una herramienta poderosa, es, sin embargo, un modelo evolutivo de los procesos dinámicos de la Tierra.

Resumen

- A principios del siglo XX *Alfred Wegener* estableció la hipótesis de la *deriva continental*. Uno de sus más importantes principios era que un supercontinente denominado *Pangea* empezó a separarse en continentes más pequeños hace unos 200 millones de años. Los fragmentos continentales menores «emigraron» entonces a sus posiciones actuales. Para apoyar la afirmación de que los continentes ahora separados estuvieron unidos en alguna ocasión, Wegener y otros utilizaron el *ajuste entre Sudamérica y África*, *las evidencias fósiles*, *los tipos y estructuras rocosas* y los *climas antiguos*. Una de las principales objeciones a la hipótesis de la deriva continental fue su incapacidad para proporcionar un mecanismo aceptable para el movimiento de los continentes.
- Del estudio del *paleomagnetismo* los investigadores aprendieron que los continentes habían migrado, como proponía Wegener. En 1962, Harry Hess formuló la idea de la *expansión del fondo oceánico*, que establece que se está generando continuamente nuevo fondo oceánico en las dorsales centrooceánicas y que el fondo oceánico antiguo y denso se consume en las fosas submarinas. El descubrimiento de franjas alternas de magnetismo de intensidad alta y baja, que son paralelas a las crestas de las dorsales, proporcionaron apoyo a la teoría de la expansión del fondo oceánico.
- En 1968, la deriva continental y la expansión del fondo oceánico se unieron en una teoría mucho más completa conocida como *tectónica de placas*. Según la tectónica de placas, la capa externa rígida de la tierra (*litosfera*) se encuentra por encima de una región más débil, denominada *astenosfera*. Además, la litosfera está dividida en siete grandes fragmentos y otros más pequeños, denominados *placas*, que están en movimiento y cambiando continuamente de forma y tamaño. Las placas se mueven como unidades relativamente coherentes y se deforman fundamentalmente a lo largo de sus bordes.
- Los *bordes de placa divergentes* aparecen donde las placas se separan, provocando el ascenso de material desde el manto para crear nuevo fondo oceánico. La ma-

yoría de los bordes divergentes se localiza a lo largo del eje del sistema de dorsales oceánicas y está asociada con la expansión del fondo oceánico, que se produce a velocidades de 2 a 15 centímetros al año. Dentro de un continente pueden formarse nuevos bordes divergentes (por ejemplo, los valles de rift del este de África), donde pueden fragmentar las masas continentales y desarrollar una nueva cuenca oceánica.

- Los *bordes de placa convergentes* aparecen donde las placas colisionan, provocando la subducción (consumo) de la litosfera oceánica en el manto a lo largo de una fosa submarina. La convergencia entre un bloque oceánico y uno continental provoca la subducción de la placa oceánica y la formación de un *arco volcánico continental* como el de los Andes de Sudamérica. La convergencia océano-océano produce una cadena en forma de arco de islas volcánicas denominada *arco de islas volcánicas.* Cuando dos placas que transportan corteza continental convergen, las dos placas tienen demasiada capacidad de flotación como para subducir. El resultado es una «colisión» que provoca la formación de una cadena montañosa como la del Himalaya.
- Los *bordes (pasivos) de falla transformante* se localizan donde las placas se desplazan una con respecto a la otra sin producción ni destrucción de litosfera. La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de dorsal Oceánica. Otras conectan centros de expansión con zonas de subducción y facilitan así el transporte de la corteza oceánica creada en la cresta de una dorsal a su lugar de destrucción, una fosa submarina. Aún otras, como la falla de San Andrés, atraviesan la corteza continental.
- La teoría de la tectónica de placas se ve apoyada por: (1) la distribución global de los *terremotos* y su estrecha asociación con los bordes de placa; (2) la edad y el grosor de los *sedimentos* de los fondos de las cuencas submarinas, y (3) la existencia de cadenas de islas que se formaron sobre *puntos calientes* y proporcionaron un entramado de referencia para trazar la dirección del movimiento de las placas.
- En la actualidad se están evaluando tres modelos básicos para la convección del manto. Los mecanismos que contribuyen al flujo convectivo son la fuerza de arrastre de la placa, la fuerza de empuje de la dorsal y las plumas del manto. La *fuerza de arrastre de la placa* se produce cuando la litosfera oceánica fría y densa es subducida y tira de la litosfera. La *fuerza de empuje de la dorsal* tiene lugar cuando la gravedad pone en movimiento las placas elevadas a ambos lados de las dorsales oceánicas. Las *plumas del manto*, calientes y flotantes, son consideradas las ramas de corriente ascendente de la convección del manto. Un modelo sugiere que la convección del manto se produce en dos capas separadas a una profundidad de 660 kilómetros. Otro modelo propone una convección de todo el manto que afectaría a todo el manto rocoso de 2.900 kilómetros de grosor. Y un último modelo sugiere que el tercio inferior del manto se abomba de manera gradual hacia arriba en algunas zonas y se hunde en otras sin una mezcla apreciable.

Preguntas de repaso

1. ¿A quién se atribuye el desarrollo de la hipótesis de la deriva continental?
2. ¿Cuál fue probablemente la primera prueba que condujo a algunos a sospechar que los continentes habían estado conectados?
3. ¿Qué es Pangea?
4. Enumere las pruebas que Wegener y sus partidarios recogieron para apoyar la hipótesis de la deriva continental.
5. Explique por qué el descubrimiento de restos fósiles de *Mesosaurus* en Sudamérica y África, pero no en ningún otro lugar, respalda la hipótesis de la deriva continental.
6. A principios del siglo XX, ¿cuál era la opinión predominante sobre cómo migraban los animales terrestres a través de los enormes espacios oceánicos?
7. ¿Cómo explicó Wegener la existencia de glaciares en las masas continentales meridionales, mientras al mismo tiempo en algunas zonas de Norteamérica, Europa y Siberia se encontraban pantanos tropicales?
8. Explique cómo puede utilizarse el paleomagnetismo para establecer la latitud de un lugar específico en algún momento anterior.
9. ¿Qué se entiende por expansión del fondo oceánico? ¿A quién se atribuye la formulación del concepto de expansión de fondo oceánico? ¿Dónde se

está produciendo expansión activa del fondo oceánico en la actualidad?

10. Describa cómo Fred Vine y D. H. Matthews relacionaron la hipótesis de la expansión del fondo oceánico con las inversiones magnéticas.

11. ¿Dónde se forma la litosfera? ¿Dónde se consume? ¿Por qué la litosfera debe producirse aproximadamente a la misma velocidad que se destruye?

12. ¿Por qué es subducida la porción oceánica de una placa litosférica, mientras que no lo es la porción continental?

13. Describa brevemente cómo se formaron las montañas del Himalaya.

14. Distinga entre fallas transformantes y los otros dos tipos de bordes de placa.

15. Algunas personas predicen que California se hundirá en el océano. ¿Esta idea es compatible con el concepto de la tectónica de placas?

16. ¿Qué edad tienen los sedimentos más antiguos recuperados mediante la perforación submarina? ¿Cómo se comparan las edades de estos sedimentos con las edades de las rocas continentales más antiguas?

17. Aplicando la idea de que los puntos calientes permanecen fijos, ¿en qué dirección se estaba moviendo la placa del Pacífico mientras los montes Emperador se estaban formando? (*véase* Figura 2.26, pág. 66) ¿Y mientras se formaban las islas Hawaii?

18. ¿Con qué tipo de borde de placa están asociados los siguientes lugares o estructuras?: Himalaya, islas Aleutianas, mar Rojo, Andes, falla de San Andrés, Islandia, Japón, monte de Santa Helena.

19. Describa brevemente los tres modelos propuestos para la convección manto-placa. ¿Qué falta en cada uno de estos modelos?

Términos fundamentales

arco de islas
arco de islas volcánicas
arco volcánico continental
arrastre de placas
astenosfera
borde convergente
borde transformante (borde pasivo)
borde divergente
centro de expansión
deriva continental
escala de tiempo magnético
expansión del fondo oceánico
fosa submarina
fuerza de arrastre del manto
fuerza de empuje de la dorsal
fusión parcial
inversión geomagnética
litosfera
magnetismo remanente
magnetómetro
paleomagnetismo
Pangea
placa
pluma del manto
polaridad invertida
polaridad normal
punto caliente
punto de Curie
resistencia de la placa
rift o valle de rift
sistema de dorsales oceánicas
succión de la placa
tectónica de placas
zona de subducción
zona de fractura

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 3

Materia y minerales

Minerales: componentes básicos de las rocas

Composición de los minerales
- Estructura atómica
- Enlace
- Isótopos y radiactividad

Estructura de los minerales

Propiedades físicas de los minerales
- Principales propiedades diagnósticas
- Otras propiedades de los minerales

Grupos minerales

Los silicatos
- El tetraedro silicio-oxígeno
- Otras estructuras de silicatos
- Ensamblaje de las estructuras de silicatos

Silicatos comunes
- Los silicatos claros
- Los silicatos oscuros

Minerales no silicatados importantes

La corteza terrestre y los océanos son la fuente de una amplia variedad de minerales útiles y esenciales (Figura 3.1). De hecho, prácticamente todos los productos fabricados contienen materiales obtenidos de los minerales. La mayoría de la gente está familiarizada con los usos comunes de muchos metales básicos, entre ellos el aluminio de las latas de bebida, el cobre de los cables eléctricos y el oro y la plata en joyería. Pero algunos no saben que la mina de un lapicero contiene el mineral de tacto graso denominado grafito y que los polvos de talco que se utilizan con los bebés proceden de una roca metamórfica compuesta del mineral talco. Además, muchos no saben que las brocas utilizadas por los dentistas para taladrar el esmalte de los dientes están impregnadas de diamante, o que el mineral común cuarzo es la fuente de silicio para los chips de computador. Conforme crecen las necesidades de minerales de la sociedad moderna, lo hace también la necesidad para localizar más zonas de abastecimiento de minerales útiles, lo que se vuelve también más estimulante.

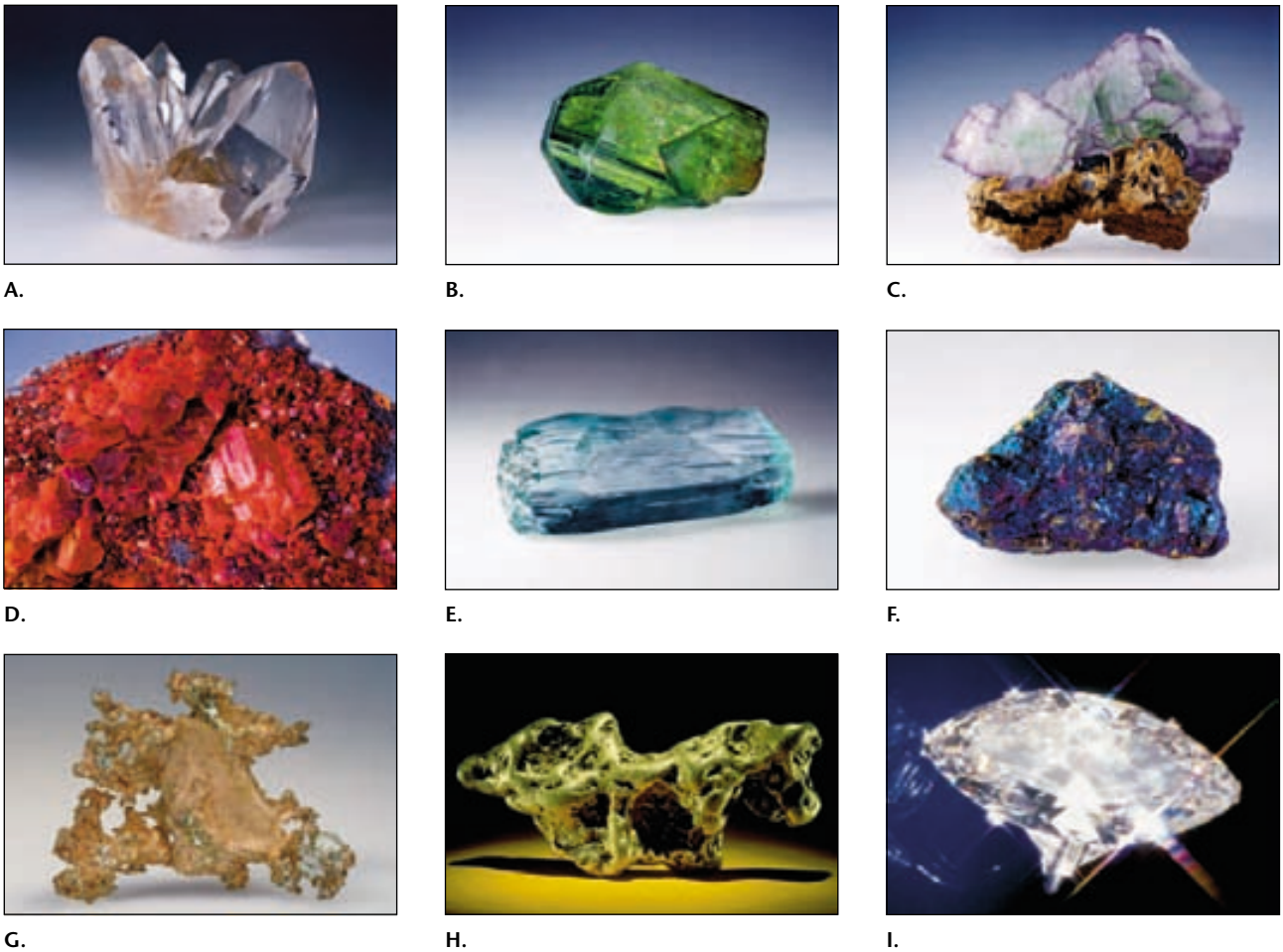
Además de los usos económicos de las rocas y los minerales, todos los procesos estudiados por los geólogos son en cierta manera dependientes de las propiedades de esos materiales básicos de la Tierra. Acontecimientos como las erupciones volcánicas, la formación de montañas, la meteorización y la erosión, e incluso los terremotos, implican rocas y minerales. Por consiguiente, es esencial un conocimiento básico de los materiales terrestres para comprender todos los fenómenos geológicos.

Minerales: componentes básicos de las rocas



Materia y minerales
▼ Introducción

Vamos a empezar nuestra discusión de los materiales terrestres con una visión panorámica de la **mineralogía** (*mineral* = mineral; *ología* = el estudio de), ya que los



▲ **Figura 3.1** Muestras de minerales. **A.** Cuarzo; **B.** Olivino (variedad fosterita); **C.** Fluorita; **D.** Rejalgar; **E.** Berilo (variedad aguamarina); **F.** Bornita y calcopirita; **G.** Cobre nativo; **H.** Pepita de oro; **I.** Diamante tallado. (Fotos A-F de Dennis Tasa; G de E. J. Tarbuck; H e I de Dane Pendland, cortesía de la Smithsonian Institution.)

minerales son los componentes básicos de las rocas. Los geólogos definen los **minerales** como cualquier sólido inorgánico natural que posea una estructura interna ordenada y una composición química definida. Por tanto, para que se considere mineral cualquier material terrestre, debe presentar las siguientes características:

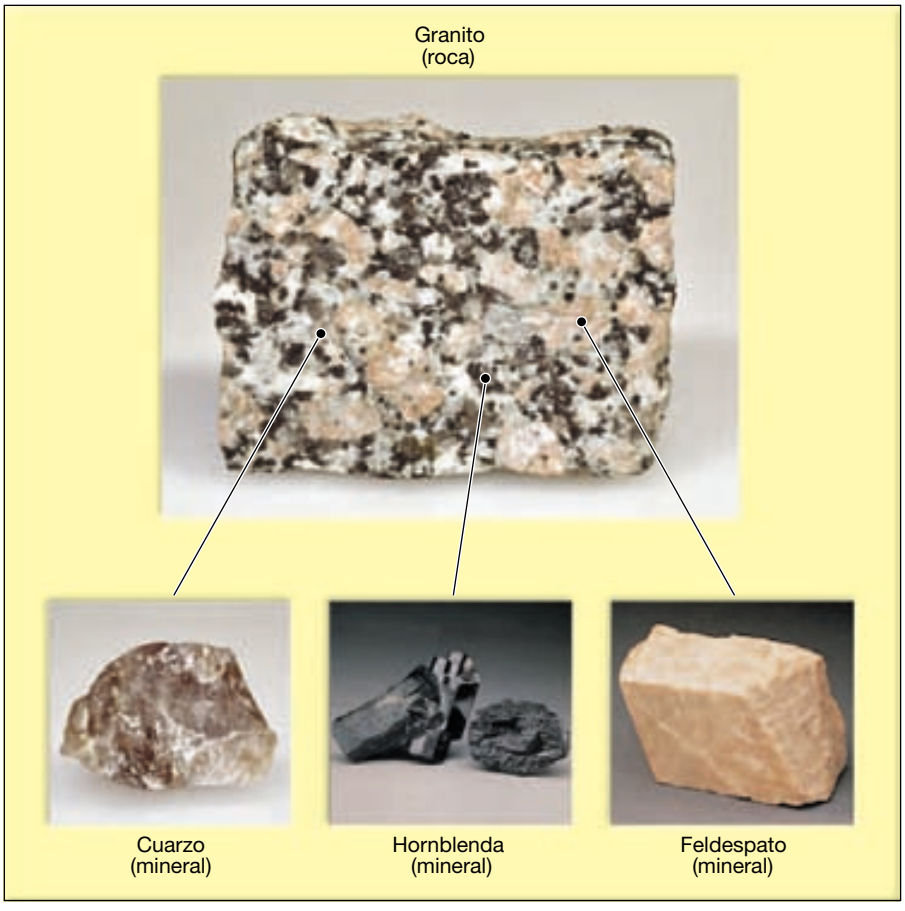
1. Debe aparecer de forma natural.
2. Debe ser inorgánico.
3. Debe ser un sólido.
4. Debe poseer una estructura interna ordenada, es decir, sus átomos deben estar dispuestos según un modelo definido.
5. Debe tener una composición química definida, que puede variar dentro de unos límites.

Cuando los geólogos utilizan el término *mineral*, sólo consideran minerales las sustancias que satisfacen estos criterios. Por consiguiente, los diamantes sintéticos, y una gran variedad de otros materiales útiles producidos por los químicos, no se consideran minerales. Además, la piedra preciosa *ópalo* se clasifica como un *mineraloide*, antes que como un mineral, porque carece de una estructura interna ordenada.

Las rocas, por otro lado, se definen de una manera menos precisa. Una **roca** es cualquier masa sólida de materia mineral, o parecida a mineral, que se presenta de forma natural como parte de nuestro planeta. Unas pocas rocas están compuestas casi por completo de un solo mineral. Un ejemplo común es la roca sedimentaria *caliza*, que está compuesta de masas impurificadas del mineral calcita. Sin embargo, la mayoría de las rocas, como el granito común (mostrado en la Figura 3.2), aparece como agregados de varias clases de minerales. Aquí, el término *agregado* significa que los minerales están unidos de tal forma que se conservan las propiedades de cada uno. Obsérvese que pueden identificarse con facilidad los constituyentes minerales de la muestra de granito mostrada en la Figura 3.2.

Unas pocas rocas están compuestas de materia no mineral. Entre ellas las rocas volcánicas *obsidiana* y *pumita*, que son sustancias vítreas no cristalinas, y el *carbón*, que consiste en restos orgánicos sólidos.

Aunque en este capítulo se aborda fundamentalmente la naturaleza de los minerales, se tiene en cuenta



◀ **Figura 3.2** La mayoría de las rocas son agregados de varias clases de minerales.

que la mayor parte de las rocas son simplemente agregados de minerales. Dado que las propiedades de las rocas vienen determinadas en gran medida por la composición química y la estructura interna de los minerales contenidos en ellas, consideraremos primero esos materiales terrestres. En los capítulos posteriores se considerarán los principales tipos de rocas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Los minerales de los que hemos hablado en clase son los mismos que los que se encuentran en los complementos alimenticios?

Normalmente no. Desde un punto de vista geológico, un mineral debe ser un sólido cristalino *presente en la naturaleza*. Los minerales que se encuentran en los complementos alimenticios son compuestos inorgánicos fabricados por el hombre que contienen elementos necesarios para sustentar la vida. Estos minerales alimenticios suelen contener elementos que son metales (calcio, potasio, magnesio y hierro) y cantidades mínimas de una docena de otros elementos, como el cobre, el níquel y el vanadio. Aunque estos dos tipos de «minerales» son diferentes, están relacionados. La fuente de los elementos utilizados para hacer complementos alimenticios son, de hecho, los minerales presentes en la naturaleza en la corteza terrestre. También debe observarse que las vitaminas son *compuestos orgánicos* producidos por organismos vivos, no *compuestos inorgánicos*, como los minerales.

Composición de los minerales

Cada uno de los casi 4.000 minerales de la Tierra está exclusivamente definido por su composición química y su estructura interna. En otras palabras, cada muestra del mismo mineral contiene los mismos elementos reunidos en un modelo regular y repetitivo. Revisaremos primero los componentes básicos de los minerales, los *elementos*, y luego examinaremos cómo los elementos se reúnen para formar estructuras minerales.

En la actualidad se conocen 112 elementos. De ellos, sólo 92 aparecen de forma natural (Figura 3.3). Algunos minerales, como el oro o el azufre, están compuestos exclusivamente de un elemento. Pero la mayoría consta de una combinación de dos o más elementos, reunidos para formar un compuesto químicamente estable. Para entender mejor cómo se combinan los elementos para formar moléculas y compuestos, debemos considerar primero el **átomo** (*a* = no; *tomos* = cortar), la parte más pequeña de la materia, que conserva todavía las características de un elemento. Es esta partícula extremadamente pequeña la que hace la combinación.

Estructura atómica

En la Figura 3.4 se muestran dos modelos simplificados que ilustran la estructura atómica básica. Obsérvese que los átomos tienen una región central, denominada **núcleo** (*nucleos* = nuez pequeña), que contiene **protones** muy densos (partículas con carga eléctrica positiva) y



Recuadro 3.1 ▶ El hombre y el medio ambiente

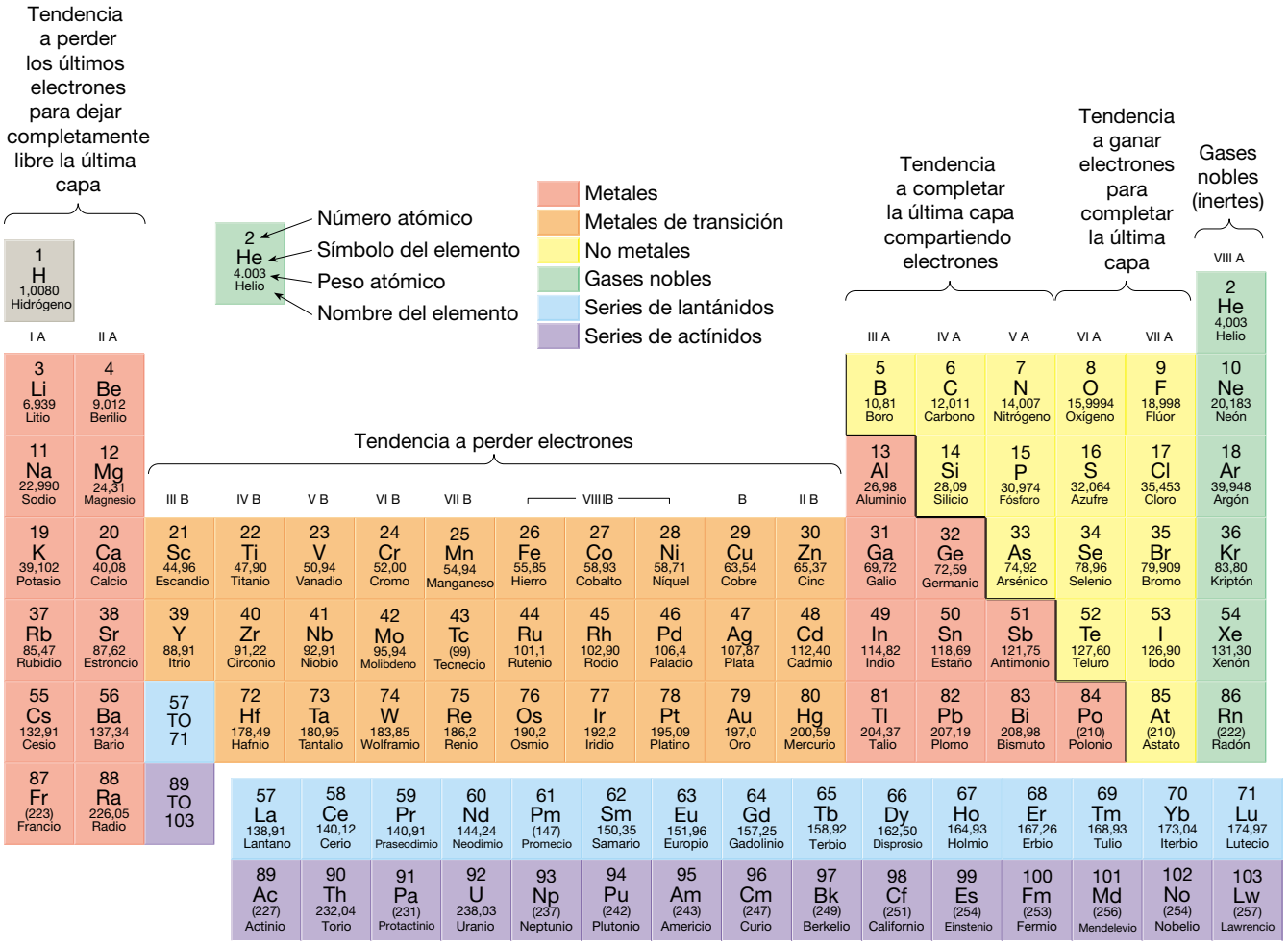
Hacer cristal a partir de minerales

Muchos objetos cotidianos están fabricados con vidrio, entre ellos los cristales de las ventanas, las jarras y las botellas, y las lentes de algunas gafas. El ser humano ha estado haciendo vidrio durante al menos 2.000 años. En la actualidad, el vidrio se fabrica fundiendo materiales naturales y enfriando el líquido rápidamente, antes de que los átomos tengan tiempo de disponerse en una forma cristalina ordenada. (De esta misma manera se genera el vidrio natural, denominado *obsidiana*, a partir de la lava.)

Es posible producir vidrio a partir de varios materiales, pero el ingrediente principal (75 por ciento) de la mayor parte del cristal producido comercialmente es sílice (SiO_2). El mineral cuarzo es la principal fuente de sílice. Debido al elevado punto de fusión de la sílice, se añaden cantidades inferiores de calcita (carbonato cálcico) y cenizas de sosa (carbonato sódico) a la mezcla, reduciendo así la temperatura de fusión y mejorando la maniobrabilidad.

En Estados Unidos, el cuarzo de alta calidad (normalmente arenisca de cuarzo) y la calcita (caliza) son muy asequibles en muchas zonas. El carbonato sódico *(cenizas de sosa)*, por otro lado, procede casi por completo del mineral trona, que se extrae de manera casi exclusiva de la zona de Green River, al suroeste de Wyoming. Además de su uso en la fabricación de vidrio, el carbonato sódico (trona) se utiliza para fabricar detergentes, papel e incluso bicarbonato sódico.

Los fabricantes pueden modificar las propiedades del vidrio añadiendo pequeñas cantidades de otros ingredientes. Los colorantes son el sulfuro de hierro (ámbar), el selenio (rosa), el óxido de cobalto (azul) y los óxidos de hierro (verde, amarillo, marrón). La adición de plomo da claridad y brillo al vidrio y, por tanto, se utiliza en la fabricación de cristalerías finas. La vajilla refractaria, como Pyrex®, debe su resistencia al calor al boro, mientras que el aluminio hace que el vidrio resista la meteorización.

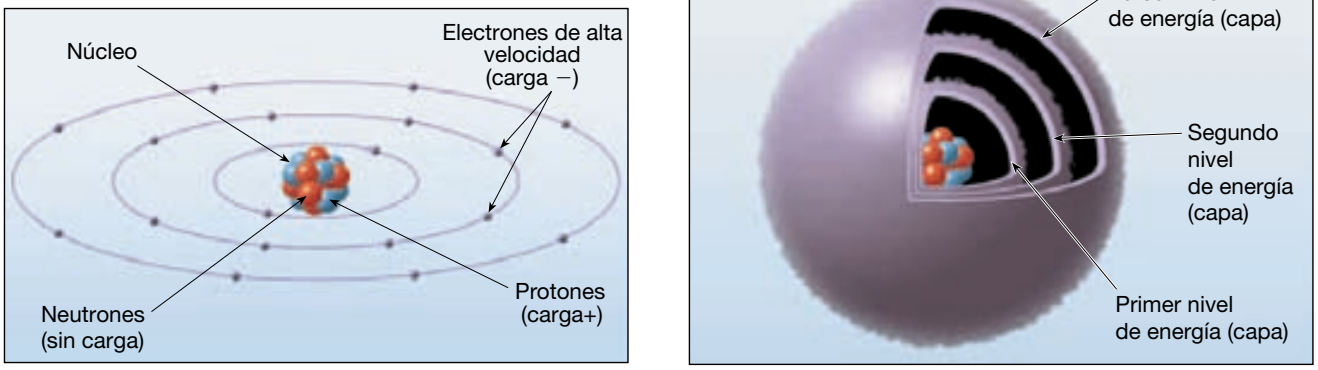


▲ **Figura 3.3** Tabla periódica de los elementos.

neutrones igualmente densos (partículas con carga eléctrica neutra). Rodeando al núcleo hay partículas muy ligeras denominadas **electrones** que viajan a grandes velocidades y tienen carga negativa. Por comodidad, a menudo representamos los átomos en diagramas que muestran los electrones en órbitas alrededor del núcleo, como las órbitas de los planetas alrededor del Sol. Sin embargo, los electrones *no* viajan en el mismo plano, como los planetas. Además, debido a su rápido movimiento, los electrones crean zonas esféricas de carga negativa alrededor del núcleo denominadas **niveles de energía** o **capas.** Por consiguiente, puede obtenerse una representación más realista del átomo considerando capas a modo de nubes de electrones en movimiento rápido alrededor de un núcleo central (Figura 3.4B). Como veremos, un hecho importante sobre estas capas es que cada una puede acomodar un número específico de electrones.

El número de protones encontrado en un núcleo atómico determina el **número atómico** y el nombre del elemento. Por ejemplo, todos los átomos con 6 protones son átomos de carbono, los que tienen 8 protones son átomos de oxígeno, y así sucesivamente. Dado que los átomos tienen el mismo número de electrones que de protones, el número atómico también iguala al número de electrones que rodean el núcleo (Tabla 3.1). Además, dado que los neutrones no tienen carga, la carga positiva de los protones se equilibra de manera exacta por la carga negativa de los electrones. Por consiguiente, los átomos son eléctricamente neutros. Por tanto, un **elemento** es un gran cúmulo de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.

El elemento más sencillo, el hidrógeno, está compuesto por átomos que tienen sólo un protón en el núcleo y un electrón rodeándolo. Cada átomo sucesivamente más pesado tiene un protón más y un electrón más, además de un cierto número de neutrones (Tabla 3.1). Los estudios de las configuraciones electrónicas han demostrado que cada electrón se añade de una manera sistemática a un nivel de energía particular o capa. En general, los electrones entran en niveles de energía supe-



▲ **Figura 3.4** Dos modelos del átomo. **A.** Una visión del átomo muy simplificada, que consiste en un núcleo central, compuesto por protones y neutrones, rodeados por electrones de alta velocidad. **B.** Otro modelo de los átomos que muestra nubes de electrones de forma esférica (capas de nivel de energía). Obsérvese que estos modelos no están dibujados a escala. Los electrones son de tamaño minúsculo en comparación con los protones y los neutrones, y el espacio relativo entre el núcleo y las capas de electrones es mucho mayor que la mostrada.

Tabla 3.1 Número atómico y distribución de electrones

			Número de electrones en cada capa			
Elemento	Símbolo	Número atómico	1ª	2ª	3ª	4ª
Hidrógeno	H	1	1			
Helio	He	2	2			
Litio	Li	3	2	1		
Berilio	Be	4	2	2		
Boro	B	5	2	3		
Carbono	C	6	2	4		
Nitrógeno	N	7	2	5		
Oxígeno	O	8	2	6		
Flúor	F	9	2	7		
Neón	Ne	10	2	8		
Sodio	Na	11	2	8	1	
Magnesio	Mg	12	2	8	2	
Aluminio	Al	13	2	8	3	
Silicio	Si	14	2	8	4	
Fósforo	P	15	2	8	5	
Azufre	S	16	2	8	6	
Cloro	Cl	17	2	8	7	
Argón	Ar	18	2	8	8	
Potasio	K	19	2	8	8	1
Calcio	Ca	20	2	8	8	2

riores después de que los niveles de energía inferiores se hayan llenado hasta su capacidad*. La primera capa principal contiene un máximo de dos electrones, mientras que cada una de las capas superiores contiene ocho o más electrones. Como veremos, son generalmente los electrones más externos, a los que se hace referencia también como **electrones de valencia,** los que intervienen en el enlace químico.

* Este principio se mantiene para los 18 primeros elementos.

Enlace

Los elementos se combinan entre sí para formar una amplia variedad de sustancias más complejas (*véase* Recuadro 3.2). La gran fuerza de atracción que une los átomos se denomina *enlace químico.* Cuando un enlace químico une dos o más elementos en proporciones definidas, la sustancia se denomina **compuesto.** La mayoría de los minerales son compuestos químicos.

¿Por qué los elementos se unen para formar compuestos? De los estudios experimentales se ha deducido



Recuadro 3.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

Asbesto: ¿cuáles son los riesgos?

Considerado inocuo al principio, incluso para utilizarse en la pasta de dientes, el asbesto puede haberse convertido en el más temido contaminante sobre la Tierra. Aunque los primeros interrogantes con respecto a su efecto sobre la salud surgieron hace dos décadas, el pánico por el asbesto cundió en 1986 cuando la Agencia de Protección Ambiental (Environmental Protection Agency) instituyó la Respuesta de Urgencia al Peligro del Asbesto (Asbestos Hazard Emergency Response Act), que exigía la comprobación de la existencia de asbesto en todas las escuelas públicas y privadas. Esto atrajo la atención pública sobre él e hizo surgir en los padres el miedo de que sus hijos pudieran contraer cánceres relacionados con el asbesto, dados los elevados niveles de fibras de ese elemento presentes en el ambiente escolar. Desde entonces, se han gastado miles de millones de dólares en la comprobación y eliminación del asbesto.

¿Qué es el asbesto?

El asbesto no es un material simple. Es más bien un término general para un grupo de silicatos que *se separan fácilmente en fibras delgadas y fuertes* (Figura 3.A). Dado que estas fibras son flexibles, resistentes al calor y relativamente inertes desde el punto de vista químico, tienen muchos usos. El asbesto ha sido muy utilizado para fortalecer el cemento, fabricar fibras incombustibles y aislar calderas y tuberías de agua caliente. Es un componente de las baldosas y el ingrediente principal de las guarniciones de freno de los automóviles. Durante el «boom» de construcción de Estados Unidos y durante la década de los cincuenta y principios de los sesenta se utilizaron de manera generalizada revestimientos de las paredes ricos en fibras de asbesto.

La mayor parte del asbesto procede de tres minerales. El *crisótilo* («asbesto blanco») es una forma fibrosa de la serpentina. Es el único tipo de asbesto procedente de Norteamérica, y antes constituía el 95 por ciento de la producción mundial. La *crocidolita* («asbesto azul») y la *amosita* («asbesto marrón») se obtienen en la actualidad en las minas sudafricanas y constituyen alrededor del 5 por ciento de la producción mundial.

Exposición y riesgo

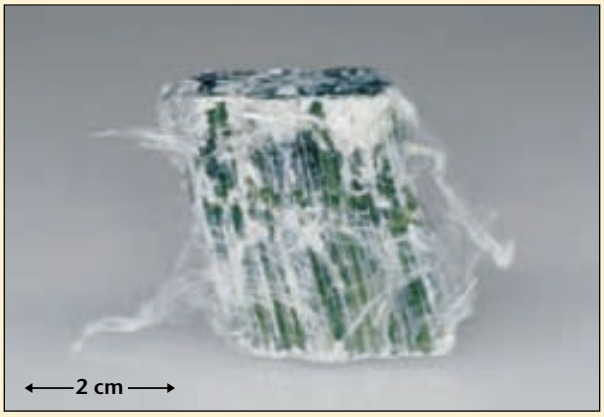
No hay duda de que la exposición prolongada al aire cargado con ciertos tipos de polvo de asbesto en un lugar de trabajo no reglamentario puede ser peligrosa. Cuando se inhalan las delgadas fibras en forma de varilla, no son fáciles de descomponer ni de expulsar de los pulmones, sino que pueden permanecer *de por vida*. Pueden producirse tres enfermedades pulmonares: (1) *asbestosis*, cicatrización del tejido que disminuye la capacidad pulmonar para absorber oxígeno; (2) *mesotelioma*, tumor raro que se desarrolla en el tórax o en el intestino; y (3) *cáncer de pulmón*.

Las pruebas que incriminan al «asbesto azul» y al «asbesto marrón» proceden de estudios médicos llevados a cabo en las minas sudafricanas y de Australia occidental. Los mineros y los trabajadores de los molinos mostraban una incidencia extremadamente elevada de mesotelioma, a veces poco después de un año de exposición.

Sin embargo, la U.S. Geological Survey concluyó que los riesgos derivados de la forma más utilizada de asbesto (el crisótilo o «asbesto blanco») son mínimos o inexistentes. Citan estudios de mineros del asbesto blanco de Canadá y del norte de Italia, donde los índices de mortalidad por mesotelioma y cáncer de pulmón difieren muy poco de los índices generales. Se llevó a cabo otro estudio entre esposas de mineros del área de Thetford Mines, Québec, que fue la mayor mina de crisótilo del mundo. Durante muchos años no hubo control de polvo en las minas ni en los molinos, de manera que esas mujeres estuvieron expuestas a niveles extremadamente elevados de asbesto transportado por el aire. No obstante, exhibían niveles por *debajo de lo normal* de la enfermedad que se pensaba asociada con la exposición al asbesto.

Los diversos tipos de fibras de asbesto difieren en cuanto a composición química, forma y durabilidad. Las delgadas fibras en forma de varilla del «asbesto azul» y el «asbesto marrón», que pueden penetrar fácilmente el revestimiento pulmonar, son por supuesto patógenas. Pero las fibras de crisótilo son rizadas y pueden ser expulsadas con más facilidad que las fibras alargadas. Además, si se inhalan, las fibras de crisótilo se descomponen al cabo de un año. Esto no ocurre con las otras formas de asbesto, ni con la fibra de vidrio, que se utiliza con frecuencia como sustituto del asbesto. Se piensa que estas diferencias explican el hecho de que los índices de mortalidad para los trabajadores del crisótilo difieran muy poco de los índices de la población general.

En Estados Unidos se utiliza muy poco de este mineral, antes ensalzado. Sin embargo, el crisótilo se sigue extrayendo de las minas de California y se exporta a otros países, como Japón, que no prohiben el uso de este tipo particular de asbesto. (La mayor parte de países industrializados prohiben los otros tipos de asbesto.) Quizá los estudios que se realicen en el futuro determinarán si el pánico al asbesto, que empezó en 1986, estaba justificado o no.



◀ **Figura 3.A** Asbesto de crisótilo. Esta muestra es una forma fibrosa del mineral serpentina. (Foto de E. J. Tarbuck.)

que son las fuerzas eléctricas las que mantienen juntos a los átomos. Además, se sabe que el enlace químico provoca un cambio en la configuración electrónica de los átomos unidos. Como se mencionó antes, son los electrones de valencia (electrones de la capa externa) los que intervienen generalmente en el enlace químico. Salvo en la primera capa, que contiene dos electrones, *se produce una configuración estable cuando la capa de valencia contiene ocho electrones.* Sólo los denominados gases nobles, como el neón y el argón, tienen una capa electrónica externa completa. Por tanto, los gases nobles son los menos reactivos desde el punto de vista químico, de ahí su designación de «inertes». Sin embargo, todos los demás átomos buscan una capa de valencia que contenga ocho electrones, como los gases nobles.

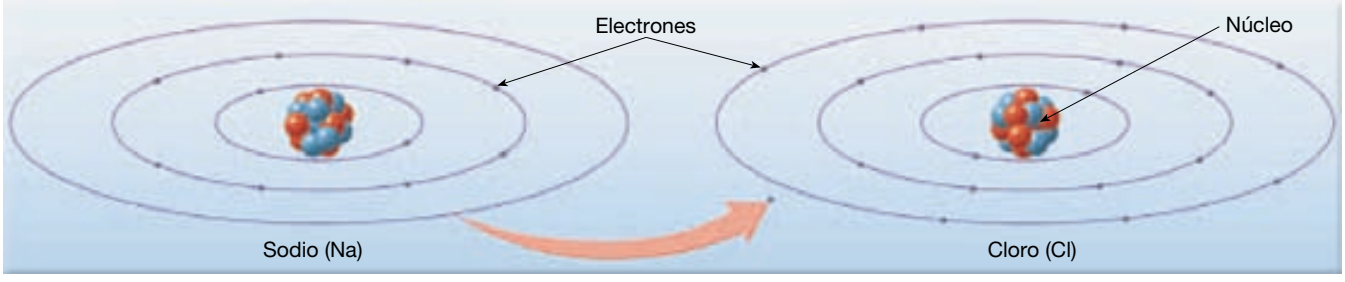
La regla del octeto, literalmente «un conjunto de ocho», se refiere al concepto de un nivel de energía externo completo. De forma sencilla, la **regla del octeto** establece que los átomos se combinan para formar compuestos y moléculas con el fin de obtener la configuración electrónica estable de los gases nobles. Para satisfacer la regla del octeto, un átomo puede ganar, perder o compartir electrones con otro o más átomos. El resultado de este proceso es la formación de un «pegamento» eléctrico que une los átomos. En resumen, *la mayoría de los átomos son químicamente reactivos y se unen entre sí para alcanzar la configuración estable de los gases nobles conservando a la vez la neutralidad eléctrica general.*

Enlaces iónicos. Quizá el tipo de enlace más fácil de visualizar sea el **enlace iónico.** En él, se transfieren uno o más electrones de valencia desde un átomo a otro. Dicho en términos sencillos, un átomo cede sus electrones de valencia y el otro los utiliza para completar su capa externa. Un ejemplo común de enlace iónico es la unión del sodio (Na) y el cloro (Cl) para producir cloruro sódico (la sal de mesa común). Esto se muestra en la Figura 3.5. Nótese que el sodio cede su único electrón externo al cloro. Como consecuencia, el sodio alcanza una configuración estable que tiene ocho electrones en su capa más externa. Al adquirir el electrón que pierde el sodio, el cloro, que tiene siete electrones de valencia, completa su capa más externa. Por tanto, a través de la transferencia de un solo electrón, los átomos de sodio y de cloro han adquirido la configuración estable de gas noble.

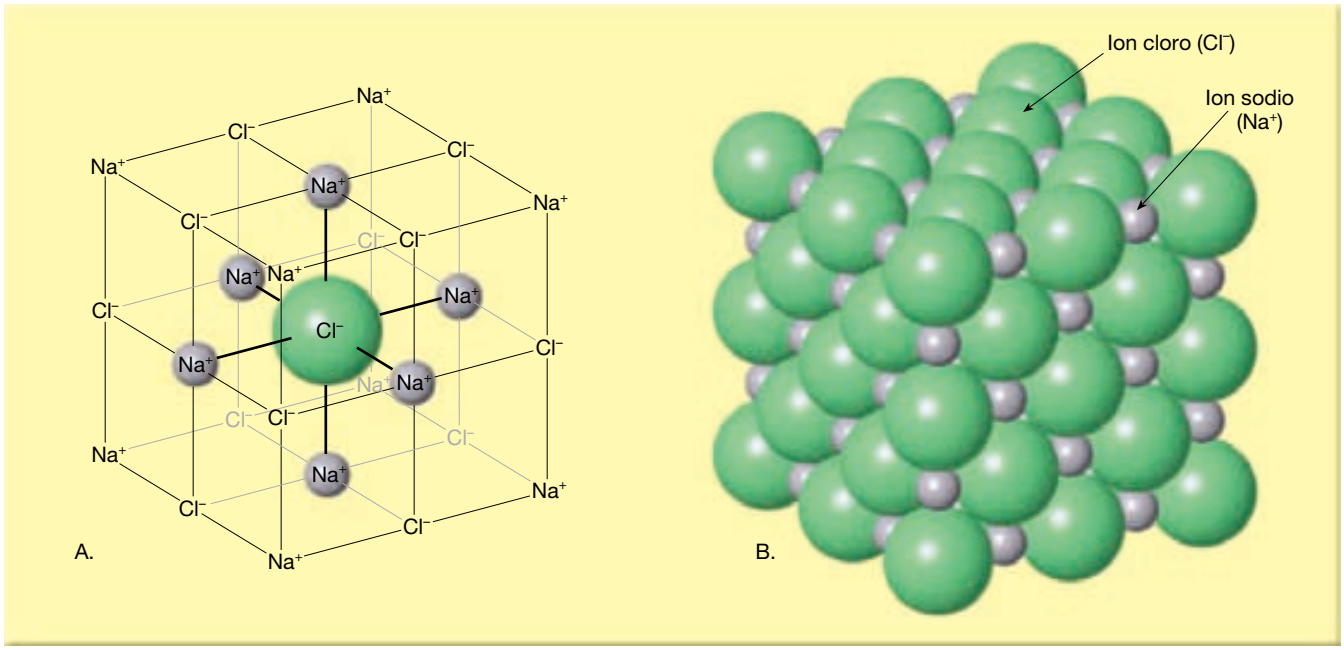
Una vez ocurrida la transferencia electrónica, los átomos ya no son eléctricamente neutros. Al ceder un electrón, un átomo de sodio neutro (11 protones/11 electrones) se convierte en un *átomo con carga positiva* (11 protones/10 electrones). De igual modo, al adquirir un electrón, el átomo de cloro neutro (17 protones/17 electrones) se convierte en un *átomo con carga negativa* (17 protones/18 electrones). Átomos como éstos, que tienen una carga eléctrica debido a un número desigual de electrones y de protones, se denominan **iones.** (Un átomo que capta un electrón extra y adquiere una carga negativa se denomina *anión.* Un átomo que pierde un electrón y adquiere una carga positiva se denomina *catión.*)

Sabemos que las partículas (iones) con cargas iguales se repelen y las que tienen cargas opuestas se atraen. Por tanto, un *enlace iónico* es la atracción de iones con cargas opuestas entre sí produciendo un compuesto eléctricamente neutro. En la Figura 3.6 se ilustra la disposición de los iones de cloruro sódico en la sal de mesa ordinaria. Obsérvese que la sal consiste en iones sodio y cloro alternativos, colocados de tal manera que cada ion positivo es atraído —y rodeado por todas partes— por iones negativos y viceversa. Esta disposición aumenta al máximo la atracción entre iones con cargas distintas a la vez que reduce al máximo la repulsión entre iones con la misma carga. Por tanto, *los compuestos iónicos consisten en una disposición ordenada de iones con cargas opuestas reunidos según una proporción definida que suministra una neutralidad eléctrica global.*

Las propiedades de un compuesto químico son *completamente diferentes* de las propiedades de los elementos que los componen. Por ejemplo, el cloro es un gas verde venenoso, que es tan tóxico que se utilizó como



▲ **Figura 3.5** Enlace químico de sodio y cloro a través de la transferencia del electrón externo solitario de un átomo de sodio a un átomo de cloro. El resultado es un ion sodio positivo (Na^+) y un ion cloro negativo (Cl^-). El enlace para producir cloruro sódico (NaCl) se debe a la atracción electrostática entre los iones positivos y negativos. En este proceso, obsérvese que los dos átomos, el sodio y el cloro, han alcanzado la configuración de gas noble estable (ocho electrones en su última capa).



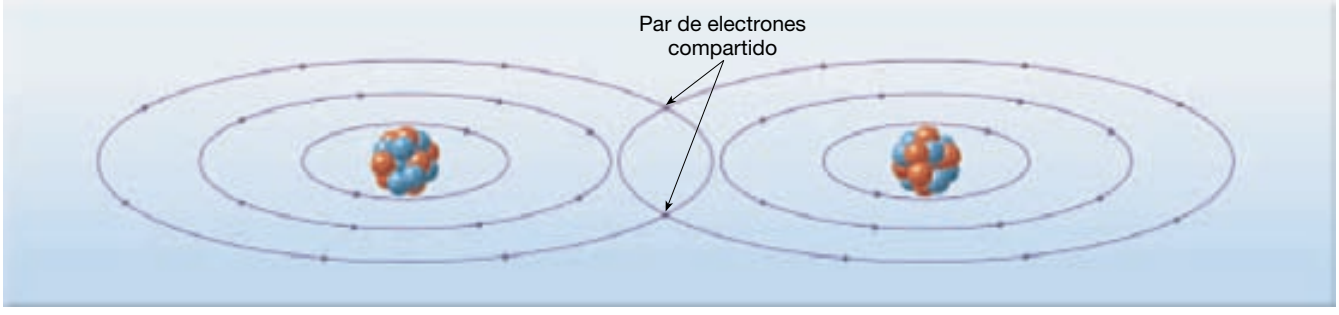
▲ **Figura 3.6** Diagramas esquemáticos que ilustran la disposición de los iones cloro y sodio en la sal de mesa. **A.** Se ha abierto la estructura para mostrar la disposición de los iones. **B.** Los iones reales están estrechamente empaquetados.

arma química durante la I Guerra Mundial. El sodio es un metal plateado y blando que reacciona vigorosamente con el agua y, si se tiene en la mano, puede producir quemaduras graves. Juntos, sin embargo, esos átomos producen el compuesto cloruro sódico (sal de mesa), un sólido claro y cristalino que es esencial para la vida humana. Este ejemplo ilustra también una diferencia importante entre una roca y un mineral. La mayoría de los *minerales* son *compuestos químicos* con propiedades únicas que son muy diferentes de los elementos que los componen. Una *roca*, por otro lado, es una *mezcla* de minerales, conservando cada mineral su propia identidad.

Enlaces covalentes. No todos los átomos se combinan mediante la transferencia de electrones para formar iones. Otros átomos *comparten* electrones. Por ejemplo los elementos gaseosos oxígeno (O_2), hidrógeno (H_2) y cloro (Cl_2) existen como moléculas estables que consisten en dos átomos reunidos, sin transferencia completa de electrones.

En la Figura 3.7 se ilustra cómo comparten un par de electrones dos átomos de cloro para formar una molécula del gas cloro (Cl_2). Solapando sus capas externas, estos átomos de cloro comparten un par de electrones. Por tanto, cada átomo de cloro ha adquirido, a través de una acción cooperativa, los ocho electrones necesarios para completar su capa externa. El enlace producido al compartir electrones se denomina **enlace covalente.**

Una analogía común puede ayudar a visualizar un enlace covalente. Imaginemos dos personas en extremos opuestos de una habitación poco iluminada, que esté



▲ **Figura 3.7** Ilustración de cómo se comparte un par de electrones entre dos átomos de cloro para formar una molécula de cloro. Nótese que al compartir un par de electrones los dos átomos de cloro tienen ocho electrones en su capa de valencia.

leyendo cada una bajo una lámpara distinta. Moviendo las lámparas al centro de la habitación, pueden combinar sus recursos luminosos de manera que cada uno pueda ver mejor. Exactamente igual como se mezclan los haces luminosos solapantes, los electrones compartidos que proporcionan el «pegamento eléctrico» en los enlaces covalentes son indistinguibles entre sí. El grupo mineral más común, el de los silicatos, contiene el elemento silicio, que forma con facilidad enlaces covalentes con el oxígeno.

Otros enlaces. Como cabe suponer, muchos enlaces químicos son en realidad híbridos. Consisten en cierto grado en compartir electrones, como en los enlaces covalentes, y en cierta medida en la transferencia de electrones, como en el enlace iónico. Además, puede haber enlaces covalentes e iónicos dentro del mismo compuesto. Esto ocurre en muchos silicatos, donde los átomos de silicio y de oxígeno forman enlaces covalentes para constituir el bloque de construcción básico común a todos los silicatos. Esas estructuras, a su vez, se unen mediante enlaces iónicos a iones metálicos, produciendo diversos compuestos químicos eléctricamente neutros.

Existe otro enlace químico en el cual los electrones de valencia son libres para migrar de un ion a otro. Los electrones de valencia móviles actúan como el «pegamento eléctrico». Este tipo de compartición electrónica se encuentra en los metales, como el cobre, el oro, el aluminio y la plata, y se denomina **enlace metálico.** El enlace metálico es el responsable de la elevada conductividad eléctrica de los metales, de la facilidad con que son moldeados y de sus otras numerosas propiedades especiales de los metales.

Isótopos y radiactividad

Las partículas subatómicas son tan increíblemente pequeñas que se ideó una unidad especial para expresar su masa. Un protón o un neutrón tienen una masa que es sólo ligeramente mayor que una *unidad de masa atómica*, mientras que un electrón es sólo aproximadamente dos milésimas la unidad de masa atómica. Por tanto, aunque los electrones desempeñan un papel activo en las reacciones químicas, no contribuyen de manera significativa a la masa de un átomo.

El **número másico** de un átomo es simplemente el total de neutrones y protones que tiene en el núcleo. Los átomos del mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, pero frecuentemente tienen números variables de neutrones. Esto significa que un elemento puede tener más de un número másico. Esas variantes del mismo elemento se denominan **isótopos** de ese elemento.

Por ejemplo, el carbono tiene tres isótopos bien conocidos. Uno tiene un número másico de doce (carbono-12), otro de trece (carbono-13) y el tercero, el carbono-14, tiene un número másico de catorce. Todos los átomos del mismo elemento deben tener el mismo número de protones (número atómico), y el carbono tiene siempre seis. Por tanto, el carbono-12 debe tener seis protones más *seis* neutrones para proporcionarle un número másico de doce, mientras que el carbono-14 debe tener seis protones más *ocho* neutrones para proporcionarle un número másico de catorce. La masa atómica *media* de cualquier muestra aleatoria de carbono está mucho más cerca de doce que de trece o de catorce, porque el carbono-12 es el isótopo más abundante. Esta media se denomina **peso atómico***.

Obsérvese que en un sentido químico todos los isótopos del mismo elemento son casi idénticos. Distinguir entre ellos sería como intentar diferenciar miembros de un grupo de objetos similares, todos con la misma forma, tamaño y color, pero algunos sólo ligeramente más pesados. Además, los diferentes isótopos de un elemento suelen encontrarse juntos en el mismo mineral.

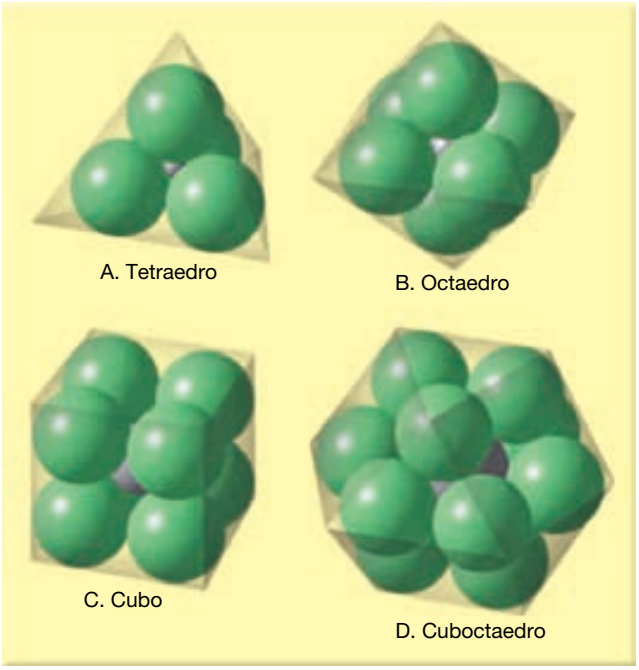
Aunque los núcleos de la mayoría de los átomos son estables, algunos elementos tienen isótopos en los cuales los núcleos son inestables. Los isótopos inestables, como el carbono-14, se desintegran a través de un proceso denominado **desintegración radiactiva.** Durante la desintegración radiactiva los núcleos inestables se descomponen espontáneamente, emitiendo partículas subatómicas o energía electromagnética similar a rayos X, o ambas cosas. La velocidad a la cual se descomponen los núcleos inestables es uniforme y medible, lo que convierte a estos isótopos en «relojes» útiles para la datación de los acontecimientos de la historia terrestre. En el Capítulo 9 se comenta la desintegración radiactiva y sus aplicaciones a la datación de los acontecimientos del pasado.

Estructura de los minerales

Un mineral está compuesto por una disposición ordenada de átomos químicamente unidos para formar una estructura cristalina concreta. Este empaquetamiento ordenado de los átomos se refleja en los objetos de formas regulares que denominamos cristales.

¿Qué determina la estructura cristalina particular de un mineral? La disposición atómica interna de los compuestos formados por iones viene determinada en parte por la carga de los iones que intervienen, pero, más importante aún, por su tamaño. Para formar compuestos iónicos estables, cada ion de carga positiva se rodea por el mayor número de iones negativos que puedan acomodarse para mantener la neutralidad eléctrica general, y viceversa. En la Figura 3.8 se muestran algunas disposiciones ideales para iones de varios tamaños.

* El término peso tal como se utiliza aquí es un término incorrecto que ha sido autorizado por el uso. El término correcto es masa atómica.



▲ **Figura 3.8** Empaquetamiento geométrico ideal para iones positivos y negativos de varios tamaños.

Examinemos la disposición geométrica de los iones sodio y cloro en el mineral halita. Vemos que los iones sodio y cloro se empaquetan para formar una estructura interna de forma cúbica. Obsérvese también que la disposición ordenada de los iones que se encuentra al nivel atómico se refleja en una escala mucho mayor en los cristales de halita de forma cúbica. Como la halita, todas las muestras de un mineral concreto contienen los mismos elementos, reunidos en la misma disposición ordenada.

Aunque es verdad que cada muestra del mismo mineral tiene la misma estructura interna, algunos *elementos* son capaces de reunirse de más de una forma. Por tanto, dos minerales con propiedades totalmente diferentes pueden tener exactamente la misma composición química. Minerales de este tipo se dice que son **polimorfos** (*poli* = muchos; *morfo* = forma). El grafito y el diamante son ejemplos particularmente buenos de polimorfismo porque consisten exclusivamente en carbono y, sin embargo, tienen propiedades drásticamente diferentes. El grafito es un material gris y blando del cual se fabrica la mina de los lapiceros, mientras que el diamante es el mineral más duro conocido. Las diferencias entre esos minerales pueden atribuirse a las condiciones bajo las cuales se formaron. Los diamantes se forman a profundidades de alrededor de 200 kilómetros, donde las presiones extremas producen la estructura compacta que se muestra en la Figura 3.9A. El grafito, por otro lado, consiste en láminas de átomos de carbono muy espaciados y débilmente unidos (Figura 3.9B). Dado que esas láminas de carbono se deslizan fácilmente una sobre otra, el grafito constituye un excelente lubricante.

Los científicos saben que calentando el grafito a presiones elevadas pueden producir diamantes. Aunque los diamantes sintéticos no tienen en general la calidad de la gema, debido a su dureza tienen muchos usos industriales.

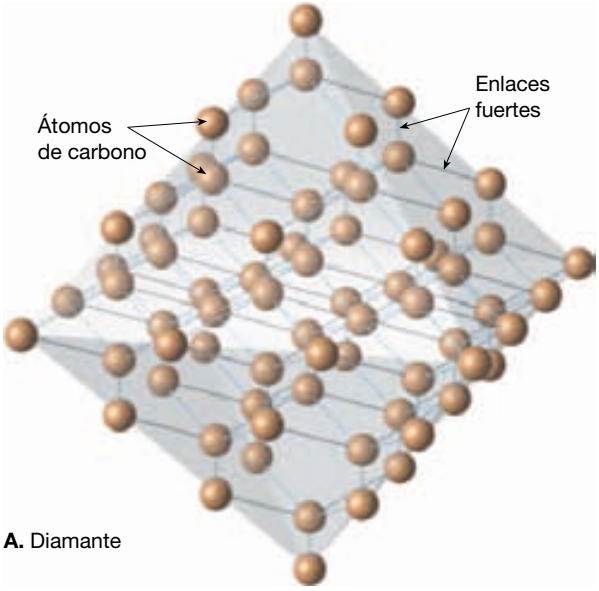
La transformación de un polimorfo en otro se denomina *cambio de fase*. En la naturaleza ciertos minerales atraviesan cambios de fase conforme pasan de un ambiente a otro. Por ejemplo, cuando las rocas son transportadas a mayores profundidades por una placa en subducción, el mineral *olivino* cambia a una forma más compleja denominada *espinela*.

Otros dos minerales con composiciones químicas idénticas ($CaCO_3$), pero diferentes formas cristalinas, son la calcita y el aragonito. La calcita se forma fundamentalmente a través de procesos bioquímicos y es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza. El aragonito es comúnmente depositado por los manantiales termales y es también un importante constituyente de las perlas y los caparazones de algunos organismos marinos. Dado que el aragonito cambia a la estructura cristalina más estable de calcita, es raro en rocas de más de cincuenta millones de años. El diamante es también algo inestable en la superficie terrestre, pero (por fortuna para los joyeros), su velocidad de cambio a grafito es infinitesimal.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Existen materiales artificiales más duros que los diamantes?

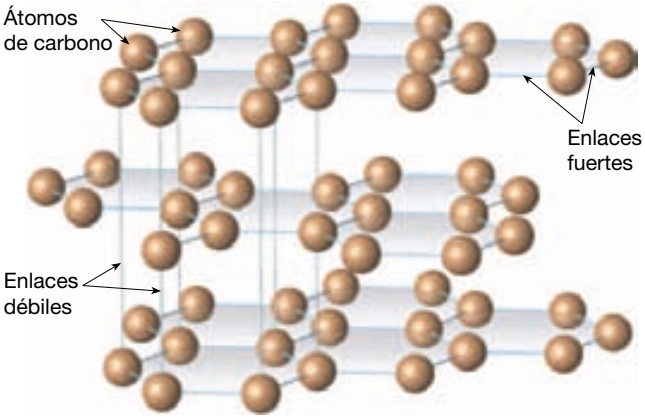
Sí, pero no conseguirá verlos pronto. Una forma dura del nitruro de carbono (C_3N_4), descrita en 1989 y sintetizada en un laboratorio poco después, puede ser más dura que el diamante, pero no se ha producido en cantidades suficientes como para realizar un examen adecuado. En 1999, los investigadores descubrieron que una forma de carbono hecha a partir de esferas fundidas de 20 y 28 átomos de carbono (emparentadas con las famosas «buckyballs») también podría ser tan dura como un diamante. La producción de estos materiales es cara, de modo que los diamantes continúan utilizándose como abrasivos y en ciertos tipos de instrumentos cortantes. Los diamantes sintéticos, producidos desde 1955, se utilizan mucho en la actualidad en estas aplicaciones industriales.



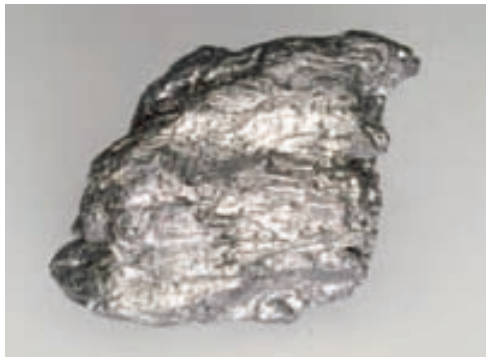
A. Diamante



Diamante



B. Grafito



Grafito

▲ **Figura 3.9** Comparación de las estructuras del diamante y el grafito. Las dos son sustancias naturales con la misma composición química: átomos de carbono. No obstante, su estructura interna y sus propiedades físicas reflejan el hecho de que cada uno se formó en un ambiente muy diferente. **A.** Todos los átomos de carbono del diamante están unidos por enlaces covalentes en una estructura tridimensional compacta, que explica la dureza extrema del mineral. (Foto cortesía de la Smithsonian Institution.) **B.** En el grafito, los átomos de carbono se enlazan en láminas que se unen de una manera laminar a través de fuerzas eléctricas muy débiles. Estos enlaces débiles permiten que las láminas de carbono se deslicen fácilmente unas respecto a otras, lo que hace blando y resbaladizo el grafito, y por tanto útil como un lubricante seco. (**A.**: fotógrafo Dane Pendland, cortesía de la Smithsonian Institution; **B.**: E. J. Tarbuck.)

Propiedades físicas de los minerales

Materia y minerales
▼ Propiedades físicas de los minerales

Los minerales son sólidos formados por procesos inorgánicos. Cada mineral tiene una disposición ordenada de átomos (estructura cristalina) y una composición química definida, que le proporciona un conjunto único de propiedades físicas. Dado que la estructura interna y la composición química de un mineral son difíciles de determinar sin la ayuda de ensayos y aparatos sofisticados, se suelen utilizar en su identificación las propiedades físicas más fácilmente reconocibles.

Principales propiedades diagnósticas

Las propiedades físicas diagnósticas de los minerales son las que se pueden determinar mediante la observación o realizando una prueba sencilla. Las principales propiedades físicas utilizadas habitualmente para identificar muestras pequeñas de minerales son: la forma cristalina,

el brillo, el color, la raya, la dureza, la exfoliación o la fractura y el peso específico. Las propiedades secundarias (o «especiales») que una cantidad limitada de minerales exhiben son: el magnetismo, el sabor, el tacto, el olor, la elasticidad, la maleabilidad, la birrefracción y la reacción química con ácido clorhídrico.

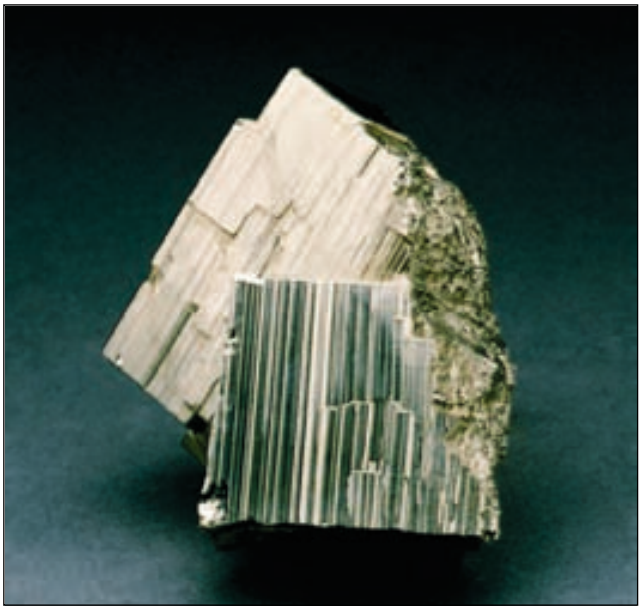
Forma cristalina. La mayoría de nosotros piensa en un cristal como un lujo raro, cuando en realidad la mayoría de los objetos sólidos inorgánicos está compuesta por cristales. La razón de este concepto erróneo es que la mayoría de los cristales no exhibe su forma cristalina. La **forma cristalina** es la expresión externa de un mineral que refleja la disposición interna ordenada de los átomos. En la Figura 3.10 se ilustra la forma característica del mineral que contiene hierro pirita.

En general, dondequiera que se permita la formación de un mineral sin restricciones de espacio, desarrollará cristales individuales con caras cristalinas bien formadas. Algunos cristales, como los del mineral cuarzo, tienen una forma cristalina muy clara que puede ser útil en su identificación. Sin embargo, casi siempre el crecimiento cristalino es interrumpido debido a la competición por el espacio, lo que se traduce en una masa de intercrecimiento de cristales, ninguno de los cuales exhibe su forma cristalina.

Brillo. El **brillo** es el aspecto o la calidad de la luz reflejada de la superficie de un mineral. Los minerales que tienen el aspecto de metales, con independencia del color, se dice que tienen un brillo metálico. Los minerales con *brillo no metálico* se describen mediante diversos adjetivos, entre ellos vítreo, perlado, sedoso, resinoso y terroso (mate). Algunos minerales tienen un brillo parcialmente metálico y se dice que son submetálicos.

Color. Aunque el **color** es una característica obvia de un mineral, a menudo es una propiedad diagnóstica poco fiable. Ligeras impurezas en el mineral común cuarzo, por ejemplo, le proporcionan una diversidad de colores, entre ellos el rosa, el púrpura (amatista), blanco e incluso negro (*véase* Figura 3.24, pág. 99). Cuando un mineral, como el cuarzo, exhibe una variedad de colores, se dice que posee *coloración exótica.* La coloración exótica suele estar causada por la inclusión de impurezas, como iones extraños, en la estructura cristalina. De otros minerales, por ejemplo, el azufre, que es amarillo, y la malaquita, que es verde brillante, se dice que tienen *coloración inherente.*

Raya. La **raya** es el color de un mineral en polvo y se obtiene frotando a través del mineral con una pieza de porcelana no vidriada denominada *placa de raya* (Figura 3.11). Aunque el color de un mineral puede variar de una muestra a otra, la raya no suele cambiar y, por consiguiente, es la propiedad más fiable. La raya puede ser también una ayuda para distinguir minerales con brillos metálicos de minerales que tienen brillos no metálicos. Los minerales metálicos tienen en general una raya densa y oscura, al contrario que los minerales con brillos no metálicos.



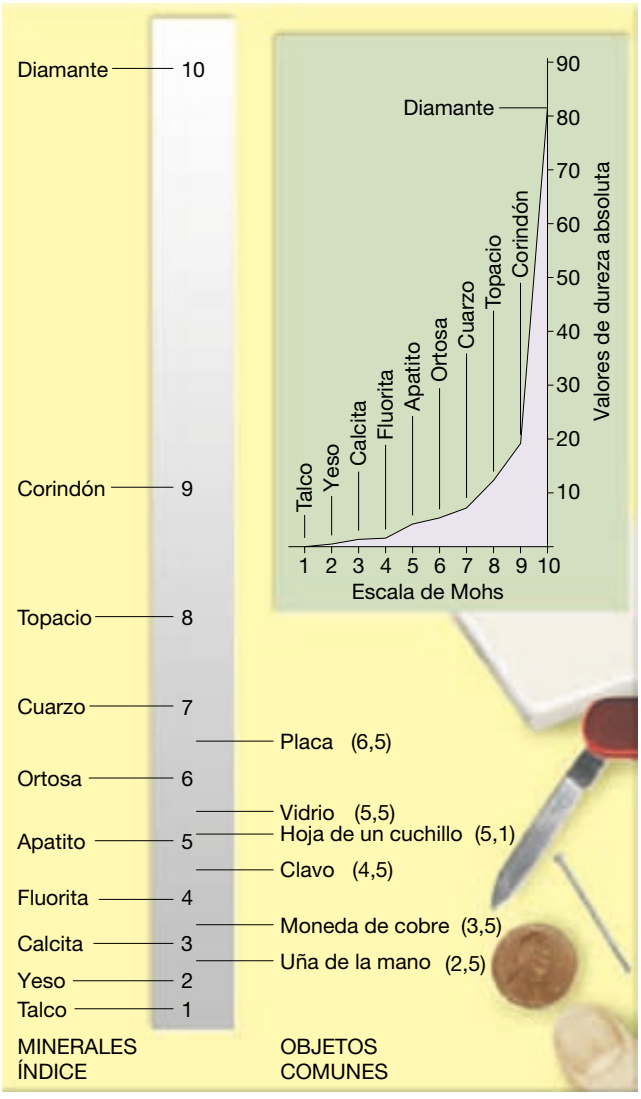
▲ **Figura 3.10** La forma cristalina es la expresión externa de una estructura ordenada interna del mineral. La pirita, normalmente conocida como «el oro de los tontos», a menudo forma cristales cúbicos. Puede exhibir líneas paralelas (estriaciones) en las caras. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 3.11** Aunque el color de un mineral puede no ser de mucha utilidad para su identificación, la raya, que es el color del mineral en polvo, puede ser muy útil.

Dureza. Una de las propiedades diagnósticas más útiles es la **dureza,** una medida de la resistencia de un mineral a la abrasión o al rayado. Esta propiedad se determina frotando un mineral de dureza desconocida contra uno de dureza conocida, o viceversa. Puede obtenerse un valor numérico utilizando la **escala de Mohs** de dureza, que consiste en diez minerales dispuestos en orden desde 1 (el más blando) hasta 10 (el más duro), como se muestra en la Figura 3.12. Nótese que la escala de Mohs es una *clasificación relativa*, y que *no* implica que el mineral número 2, yeso, sea dos veces más duro que el mineral 1, talco.

Cualquier mineral de dureza desconocida puede compararse con minerales u otros objetos de dureza conocida. Por ejemplo, las uñas tienen una dureza de 2,5, una moneda de cobre, de 3,5, y un trozo de cristal, de 5,5.



▲ **Figura 3.12** Escala de dureza de Mohs, con la dureza de algunos objetos comunes.

El mineral yeso, que tiene una dureza de 2, puede rayarse fácilmente con una uña. Por otro lado, la calcita mineral, que tiene una dureza de 3, rayará una uña, pero no el cristal. El cuarzo, el más duro de los minerales comunes, rayará el cristal.

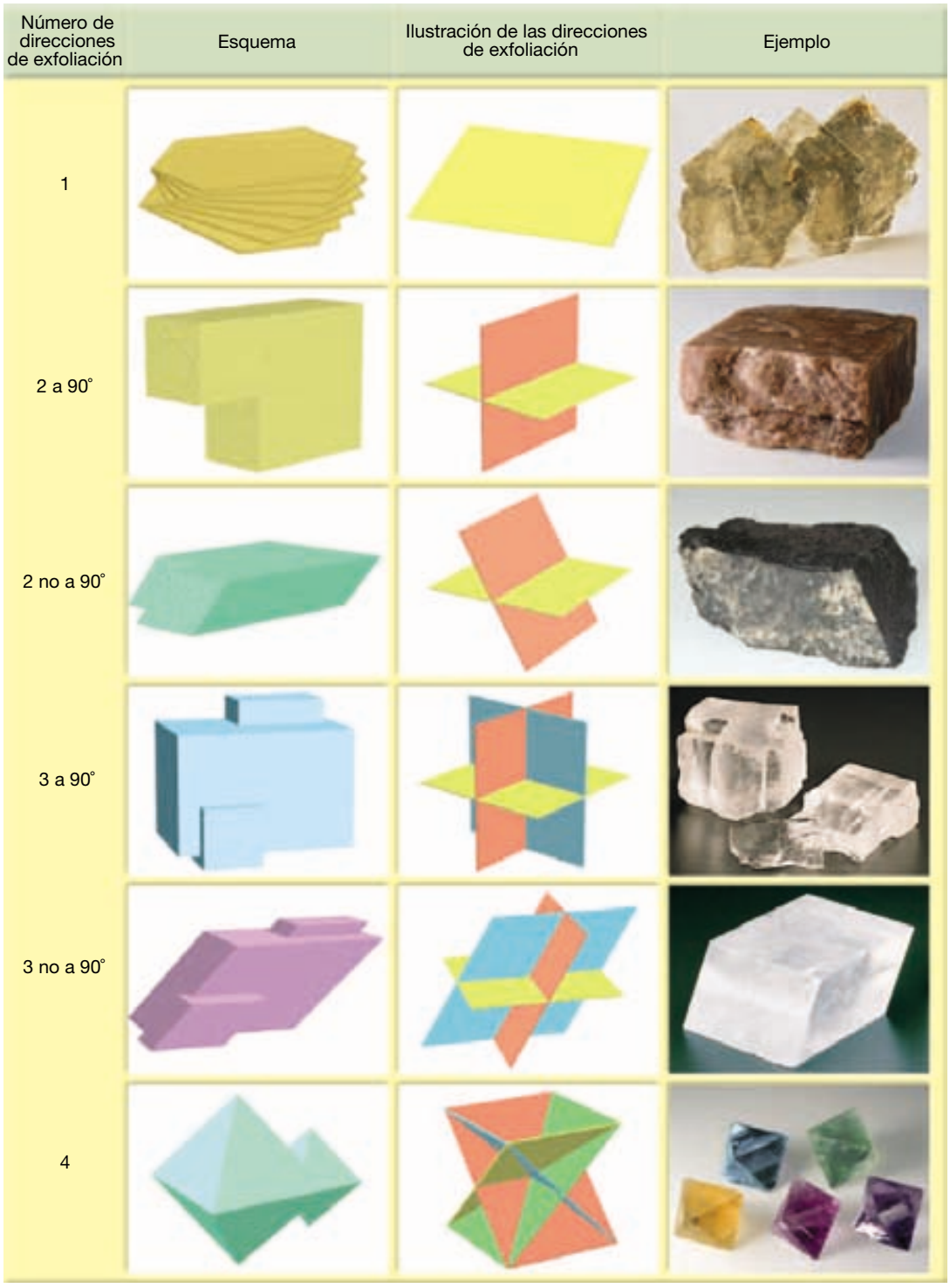
Exfoliación y fractura. En la estructura cristalina de un mineral, algunos enlaces son más débiles que otros. Esos enlaces se sitúan en los puntos en los cuales un mineral se romperá cuando se someta a tensión. La **exfoliación** (*kleiben* = tallar) es la tendencia de un mineral a romperse a lo largo de planos de enlaces débiles. No todos los minerales tienen planos definidos de enlaces débiles, pero los que poseen exfoliación pueden ser identificados por sus superficies lisas distintivas, que se producen cuando se rompe el mineral.

El tipo más sencillo de exfoliación es exhibido por las micas. Dado que las micas tienen enlaces débiles en una dirección, se exfolian formando láminas planas y delgadas. Algunos minerales tienen diversos planos de exfoliación, que producen superficies lisas cuando se rompen, mientras que otros exhiben poca exfoliación y, aún otros, no tienen en absoluto esta característica. Cuando los minerales se rompen uniformemente en más de una dirección, la exfoliación se describe por el *número de planos* exhibido y los *ángulos a los cuales se producen* (Figura 3.13).

No confundir exfoliación con forma cristalina. Cuando un mineral exhibe exfoliación, se romperá en trozos *que tengan la misma geometría.* Por el contrario, los cristales de cuarzo no tienen exfoliación. Si se rompen, se fracturan en formas que no se parecen entre sí ni a los cristales originales.

Los minerales que no exhiben exfoliación cuando se rompen, como el cuarzo, se dice que tienen **fractura.** Los que se rompen en superficies curvas lisas que recuerdan a vidrios rotos tienen una *fractura concoide* (Figura 3.14). Otros se rompen en astillas, pero la mayoría de los minerales se fracturan de forma irregular.

Peso específico. El **peso específico** es un número que representa el cociente entre el peso de un mineral y el peso de un volumen igual de agua. Por ejemplo, si un mineral pesa tres veces un volumen igual de agua, su peso específico es 3. Con un poco de práctica, se es capaz de calcular el peso específico de los minerales sosteniéndolos en la mano. Por ejemplo, si un mineral parece tan pesado como las rocas comunes que se ha manejado, su peso específico estará probablemente en algún punto entre 2,5 y 3. Algunos minerales metálicos tienen un peso específico dos o tres veces el de los minerales que constituyen las rocas comunes. La galena, que es una mena de plomo, tiene un peso específico de unos 7,5, mientras que el peso específico del oro de 24 quilates es de aproximadamente 20 (Figura 3.15).



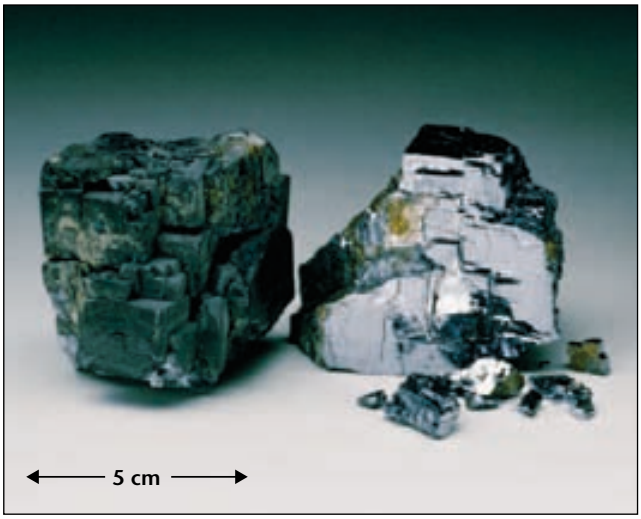
▲ **Figura 3.13** Direcciones de exfoliación comunes exhibidas por los minerales.

Otras propiedades de los minerales

Además de las propiedades ya comentadas, algunos minerales pueden reconocerse por otras propiedades distintivas. Por ejemplo, la halita es la sal ordinaria, de manera que puede identificarse fácilmente con la lengua. Las finas láminas de mica se doblarán y recuperarán elásticamente su forma. El oro es maleable y puede ser fácilmente moldeable. El talco y el grafito producen sensaciones



▲ **Figura 3.14** Fractura concoide. Las superficies curvas lisas se producen cuando los minerales se rompen como el vidrio. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 3.15** La galena es sulfuro de plomo y, como otras menas metálicas, tiene un peso específico relativamente elevado. (Foto de E. J. Tarbuck.)

distintas; el talco produce la sensación jabonosa y el grafito, de grasa. Unos pocos minerales, como la magnetita, tienen un elevado contenido en hierro y pueden ser captados por un imán, mientras que algunas variedades son imanes naturales y atraerán pequeños objetos que contengan hierro, como los alfileres y los clips.

Además, algunos minerales exhiben propiedades ópticas especiales. Por ejemplo, cuando se coloca una pieza transparente de calcita sobre material impreso, las letras aparecen duplicadas. Esta propiedad óptica se conoce como *birrefracción*. Además, la raya de muchos minerales que contienen azufre huele a huevos podridos.

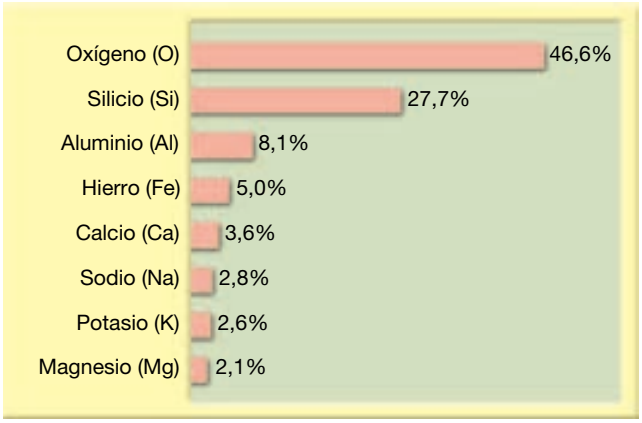
Un ensayo químico muy sencillo consiste en colocar una gota de ácido clorhídrico diluido de un cuentagotas en la superficie fresca de un mineral. Algunos minerales, denominados carbonatos, producirán efervescencia con el ácido clorhídrico. Este ensayo es útil para identificar el mineral calcita, que es un carbonato mineral común.

En resumen, una serie de propiedades químicas y físicas especiales son útiles para identificar ciertos minerales. Entre ellas se cuentan el sabor, el olor, la elasticidad, la maleabilidad, el tacto, el magnetismo, la birrefracción y la reacción química con ácido clorhídrico. Hay que recordar que cada una de estas propiedades depende de la composición (elementos) de un mineral y de su estructura (cómo están dispuestos sus átomos).

Grupos minerales

Se conocen por su nombre casi 4.000 minerales y se identifican cada año varios minerales nuevos. Por fortuna, para los estudiantes que están empezando a estudiar los minerales, ¡sólo una docena de minerales son abundantes! En conjunto estos pocos constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y como tales se clasifican como los *minerales formadores de rocas*. También es interesante observar que *sólo ocho elementos* constituyen la mayor parte de esos minerales y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental (Figura 3.16). Estos elementos son, por orden de abundancia: oxígeno (O), silicio (Si), aluminio (Al), hierro (Fe), calcio (Ca), sodio (Na), Potasio (K) y magnesio (Mg).

Como se muestra en la Figura 3.16, el silicio y el oxígeno son con mucho los elementos más comunes de la corteza de la Tierra. Además, estos dos elementos se combinan fácilmente para formar la estructura del grupo mineral más común, los **silicatos.** Las rocas ígneas están compuestas casi en su totalidad por minerales silicatados



▲ **Figura 3.16** Abundancia relativa de los ocho elementos más comunes en la corteza continental.

y este grupo mineral representa más del 90 por ciento de la corteza terrestre. Dado que las rocas sedimentarias suelen estar compuestas por productos meteorizados de las rocas ígneas, los minerales silicatados también abundan en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Esto es especialmente cierto para el mineral cuarzo, que es resistente a la meteorización; y para los minerales arcillosos, que son minerales silicatados producto de determinados procesos de meteorización. Los minerales silicatados también son constituyentes importantes de algunas rocas metamórficas.

Puesto que otros grupos de minerales son mucho menos abundantes en la corteza terrestre que los silicatos, a menudo se agrupan bajo la denominación de **no silicatados.** Aunque no son tan comunes como los silicatos, algunos minerales no silicatados son muy importantes desde el punto de vista económico. Nos proporcionan el hierro y el aluminio para construir nuestros automóviles; el yeso para las placas y los muros que construyen nuestras casas; y el cobre para los cables que transportan la electricidad y para conectarnos a Internet. Algunos grupos de minerales no silicatados son los carbonatos, los sulfatos y los haluros. Además de su importancia económica, estos grupos de minerales incluyen miembros que son componentes importantes de los sedimentos y las rocas sedimentarias. Además, algunos minerales no silicatados se encuentran en las rocas metamórficas, pero tienden a ser raros en ambientes ígneos.

Comentaremos primero el grupo mineral más común, los silicatos, y luego consideraremos algunos de los otros grupos minerales más destacados.

Los silicatos

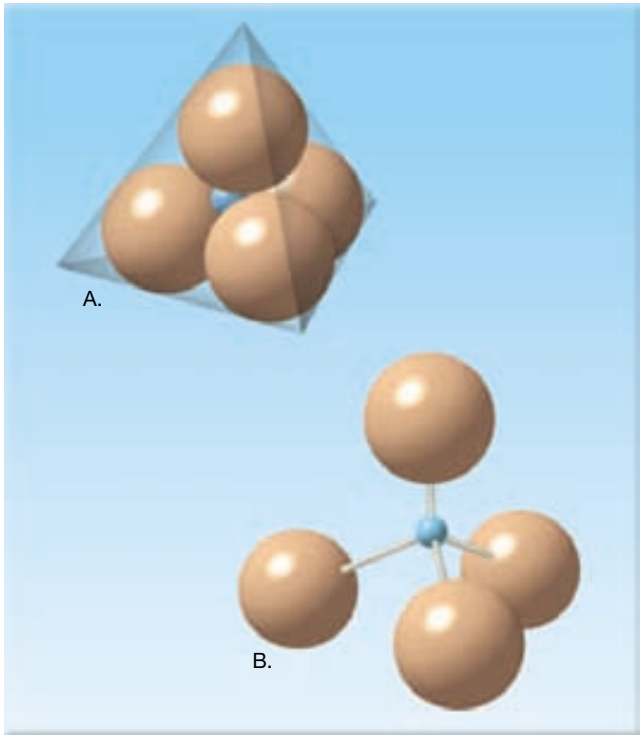


Materia y minerales
▼ Grupos de minerales

Todo **silicato** contiene los elementos oxígeno y silicio. Además, excepto unos pocos, como el cuarzo, todos los silicatos contienen uno o más elementos necesarios para establecer la neutralidad eléctrica. Esos elementos adicionales dan lugar a la gran variedad de silicatos y a sus diversas propiedades.

El tetraedro silicio-oxígeno

Todos los silicatos tienen el mismo componente básico fundamental, el **tetraedro silicio-oxígeno** (*tetra* = cuatro; *hedra* = base). Esta estructura consiste en cuatro iones de oxígeno que rodean a un ion de silicio mucho menor (Figura 3.17). El tetraedro silicio-oxígeno es un ion complejo (SiO_4^{4-}) con una carga de −4.



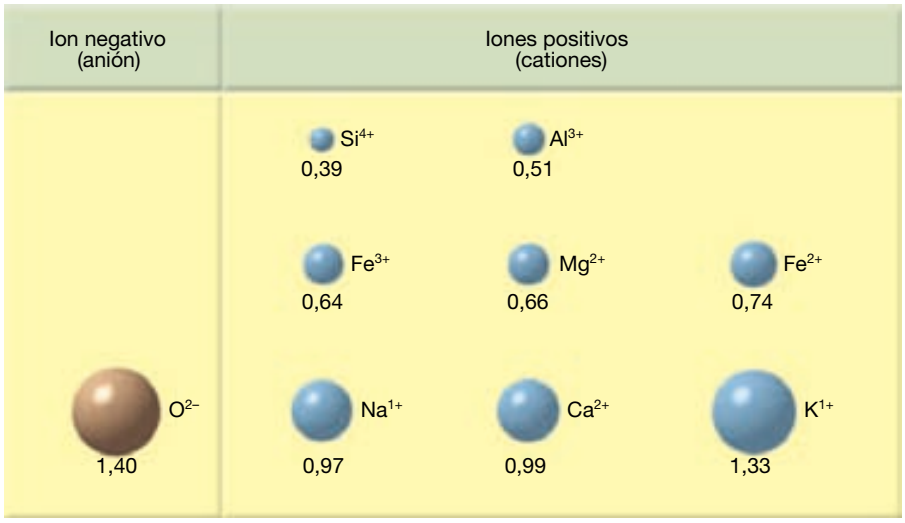
▲ **Figura 3.17** Dos representaciones del tetraedro silicio-oxígeno. **A.** Las cuatro esferas grandes representan los iones oxígeno y la esfera azul representa un ion silicio. Las esferas se dibujan en proporción al radio de los iones. **B.** Visión extendida del tetraedro utilizando varillas para indicar los enlaces que conectan los iones.

En la naturaleza, una de las formas más sencillas mediante las cuales estos tetraedros se reúnen para convertirse en compuestos neutros es a través de la adición de iones de carga positiva (Figura 3.18). De esta manera se produce una estructura químicamente estable, que consiste en tetraedros individuales enlazados a través de cationes.

Otras estructuras de silicatos

Además de los cationes que proporcionan la carga eléctrica opuesta necesaria para unir los tetraedros, estos últimos pueden unirse entre sí, según una variedad de configuraciones. Por ejemplo, los tetraedros pueden reunirse para formar *cadenas sencillas*, *cadenas dobles* o *estructuras laminares*, como las mostradas en la Figura 3.19. La unión de los tetraedros en cada una de esas configuraciones se produce porque átomos de silicio de tetraedros adjuntos comparten átomos de oxígeno.

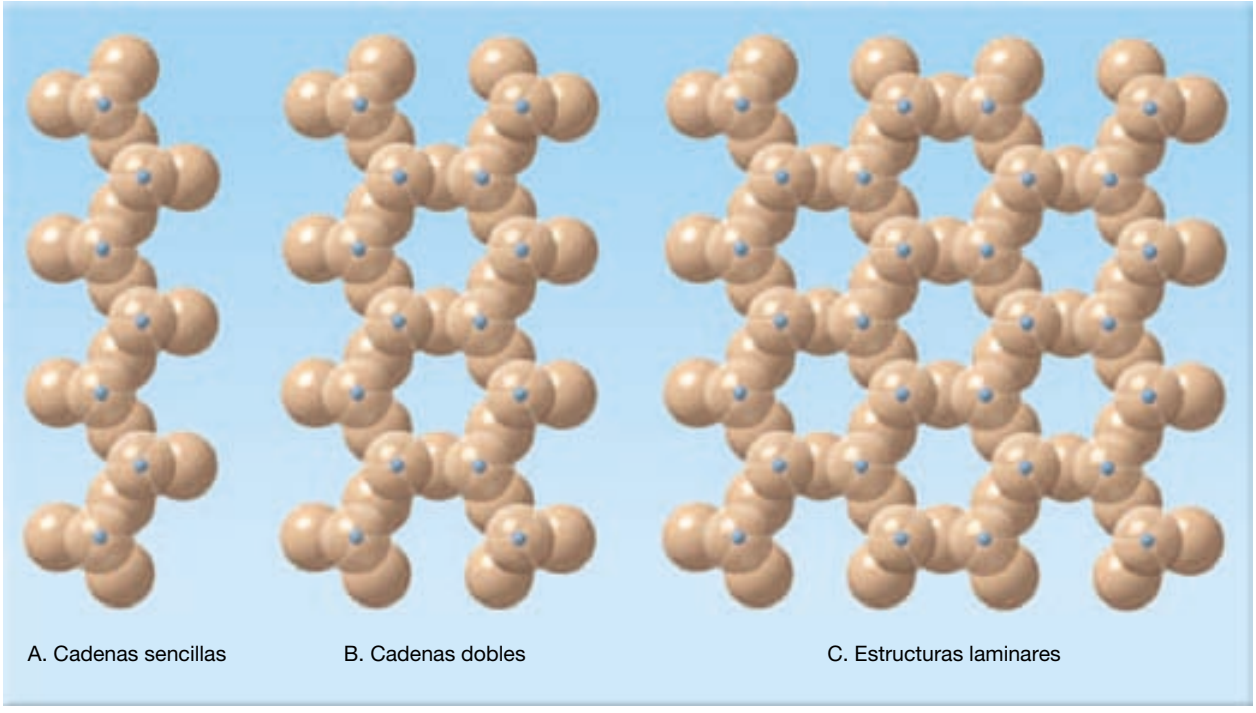
Para entender mejor cómo ocurre esto, seleccionemos uno de los iones de silicio (esferas azules pequeñas) situado cerca de la mitad de la estructura de cadena simple mostrada en la Figura 3.19A. Obsérvese que este silicio está completamente rodeado de cuatro iones oxígeno



◀ **Figura 3.18** Tamaños relativos y cargas eléctricas de los iones de los ocho elementos más comunes en la corteza terrestre. Son los iones más comunes en los minerales formadores de rocas. Los radios iónicos se expresan en Angstroms (un Angstrom es igual a 10^{-8} centímetros).

mayores (lo observamos *a través* de uno de los cuatro para ver el ion de silicio azul). Nótese también que, de los cuatro iones oxígeno, dos están unidos a otros iones de silicio, mientras que los otros dos no están compartidos en modo alguno. *Es la conexión a través de los iones oxígeno compartidos lo que une los tetraedros en una estructura de cadena.* Ahora, examinemos un ion de silicio de los situados cerca del medio de la estructura laminar y contemos el número de iones oxígeno compartidos y no compartidos que lo rodean (Figura 3.19C). El aumento en el grado de compartición explica la estructura laminar. Existen otras estructuras silicatadas, y la más común tiene todos los iones de oxígeno compartidos para producir una estructura tridimensional compleja.

Ahora podemos ver que la proporción de iones de oxígeno con respecto a los iones de silicio difiere en cada una de las estructuras de silicatos. En el tetraedro aislado, hay cuatro iones de oxígeno por cada ion de silicio. En la cadena simple, la proporción oxígeno a silicio es de 3 a 1, y en la estructura tridimensional es de 2 a 1. Por consi-



▲ **Figura 3.19** Tres tipos de estructuras silicatadas. **A.** Cadenas sencillas. **B.** Cadenas dobles. **C.** Estructuras laminares.

guiente, cuantos más iones oxígeno se compartan, mayor será el porcentaje de silicio en la estructura. Los silicatos se describen, por consiguiente, como con «alto» o «bajo» contenido de silicio, en función de la relación oxígeno/silicio. Esta diferencia en el contenido de silicio es importante, como veremos en el capítulo siguiente cuando consideremos la formación de las rocas ígneas.

Ensamblaje de las estructuras de silicatos

La mayoría de las estructuras silicatadas, entre ellas las cadenas individuales, las cadenas dobles o las láminas, no son compuestos químicos neutros. Por tanto, como en el tetraedro individual, están todas neutralizadas por la inclusión de cationes metálicos que las unen en una variedad de configuraciones cristalinas complejas. Los cationes que más a menudo enlazan las estructuras silicatadas son los correspondientes a los elementos hierro (Fe), magnesio (Mg), potasio (K), sodio (Na), aluminio (Al) y calcio (Ca).

Obsérvese en la Figura 3.18 que cada uno de esos cationes tiene un tamaño atómico concreto y una carga particular. En general, los iones de aproximadamente el mismo tamaño son capaces de sustituirse libremente entre sí. Por ejemplo, los iones de hierro (Fe^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) son casi del mismo tamaño y se sustituyen sin alterar la estructura del mineral. Esto es también cierto para los iones calcio y sodio, que pueden ocupar el mismo lugar en una estructura cristalina. Además, el aluminio (Al) a menudo sustituye al silicio en el tetraedro silicio-oxígeno.

Dada la capacidad de las estructuras de silicio para acomodar con facilidad diferentes cationes en un sitio de enlace determinado, los especímenes individuales de un determinado mineral pueden contener cantidades variables de ciertos elementos. Un mineral de este tipo suele expresarse mediante una fórmula química en la que se utilizan paréntesis para demostrar el componente variable. Un buen ejemplo es el mineral olivino, $(Mg, Fe)_2SiO_4$, que es el silicato de magnesio/hierro. Como puede verse en la fórmula, son los cationes de hierro (Fe^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) del olivino los que se sustituyen libremente entre sí. En un extremo, el olivino puede contener hierro sin nada de magnesio (Fe_2SiO_4, o silicato férrico) y en el otro, el hierro está absolutamente ausente (Mg_2SiO_4, o silicato de magnesio). Entre esos miembros finales, es posible cualquier proporción de hierro con respecto al magnesio. Por tanto, el olivino, así como muchos otros silicatos, es en realidad una familia de minerales con un espectro de composición comprendido entre dos miembros finales.

En ciertas sustituciones, los iones que se intercambian no tienen la misma carga eléctrica. Por ejemplo, cuando el calcio (Ca^{2+}) sustituye al sodio (Na^{1+}), la estructura gana una carga positiva. En la naturaleza, una forma según la cual se lleva a cabo esta sustitución, manteniendo aún la neutralidad eléctrica global, es la sustitución simultánea de aluminio (Al^{3+}) por silicio (Si^{4+}). Esta particular sustitución doble se produce en el feldespato denominado plagioclasa. Es un miembro de la familia más abundante de minerales encontrada en la corteza terrestre. Los miembros finales de esta serie concreta de feldespatos son el silicato de calcio-aluminio (anortita, $CaAl_2Si_2O_8$) y un silicato de sodio-aluminio (albita, $NaAlSi_3O_8$).

Estamos ahora preparados para revisar las estructuras de silicatos a la luz de lo que sabemos sobre los enlaces químicos. Un examen de la Figura 3.18 demuestra que entre los constituyentes principales de los silicatos sólo el oxígeno es un anión (con carga negativa). Dado que los iones con cargas opuestas se atraen (y los de carga similar se repelen), los enlaces químicos que mantienen juntas las estructuras de los silicatos se forman entre el oxígeno y cationes de carga opuesta. Por tanto, los cationes se disponen de manera que estén lo más cerca posible al oxígeno, mientras que, entre ellos, mantienen la mayor distancia posible. Debido a su pequeño tamaño y su elevada carga (+4), el catión del silicio (Si) forma los enlaces más fuertes con el oxígeno. El aluminio (Al), aunque no se une con tanta fuerza al oxígeno como el silicio, se une con más fuerza con el calcio (Ca), el magnesio (Mg), el hierro (Fe), el sodio (Na) o el potasio (K). En muchos aspectos, el aluminio desempeña un papel similar al silicio siendo el ion central en la estructura tetraédrica básica.

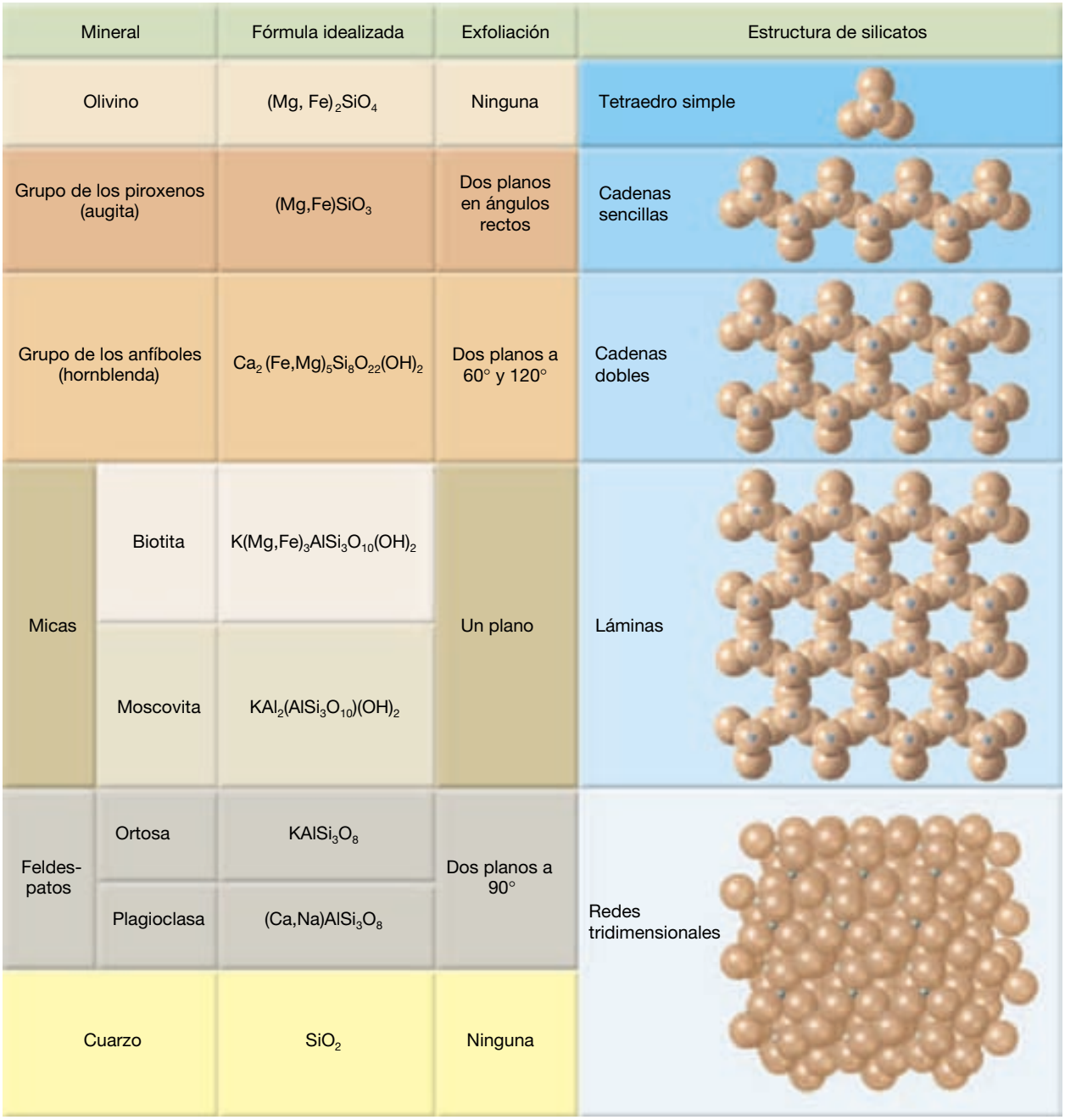
La mayoría de los silicatos consiste en un entramado básico compuesto por un solo catión de silicio o aluminio rodeado por cuatro iones de oxígeno con cargas negativas. Esos tetraedros a menudo se reúnen para formar una diversidad de otras estructuras silicatadas (cadenas, láminas, etc.) a través de átomos de oxígeno compartidos. Por último, los otros cationes se unen con los átomos de oxígeno de esas estructuras silicatadas para crear las estructuras cristalinas más complejas que caracterizan los silicatos.

Silicatos comunes



Materia y minerales
▼ Grupos de minerales

Como ya dijimos, los silicatos son el grupo mineral más abundante y tienen como componente básico el ion silicato (SiO_4^{4-}). En la Figura 3.20 se recogen los principales grupos de silicatos y minerales comunes. Los feldespatos (*feld* = campo; *spato* = mineral) son con mucho el silicato



▲ **Figura 3.20** Silicatos comunes. Obsérvese que la complejidad de la estructura del silicato aumenta hacia abajo del diagrama.

más abundante, que comprende más del 50 por ciento de la corteza terrestre. El cuarzo, el segundo mineral más abundante de la corteza continental, es el único mineral común compuesto completamente por silicio y oxígeno.

Obsérvese en la Figura 3.20 que cada *grupo* mineral tiene una estructura interna y puede exhibir exfoliación. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son fuertes, los silicatos tienden a exfoliarse entre las estructuras silicio-oxígeno más que a través de ellas. Por ejemplo, las micas tienen una estructura laminar y, por tanto, tienden a exfoliarse en placas planas. El cuarzo, que tiene enlaces silicio-oxígeno de igual fuerza en todas las direcciones, no tiene exfoliación, pero, en cambio, se fractura.

La mayoría de los silicatos se forman (cristalizan) conforme el magma se va enfriando. Este enfriamiento puede producirse en la superficie terrestre, cerca de ella (temperatura y presión bajas) o a grandes profundidades (temperatura y presión elevadas). El ambiente durante la

cristalización y la composición química del magma determinan en gran medida qué minerales se producen. Por ejemplo, el olivino cristaliza a temperaturas elevadas, mientras que el cuarzo cristaliza a temperaturas mucho más bajas.

Además, algunos silicatos se forman en la superficie terrestre a partir de productos meteorizados de silicatos más antiguos. Otros silicatos se forman bajo las presiones extremas asociadas con la formación de montañas. Cada silicato, por consiguiente, tiene una estructura y una composición química que *indican las condiciones bajo las cuales se formó.* Por tanto, mediante un examen cuidadoso de los constituyentes minerales de las rocas, los geólogos pueden determinar a menudo las circunstancias bajo las cuales se formaron las rocas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son estos silicatos los mismos materiales utilizados en los chips informáticos de silicio y en los implantes mamarios de silicona?

En realidad, no, pero los tres contienen el elemento silicio (Si). Además, la fuente del silicio para numerosos productos, incluidos los chips informáticos y los implantes mamarios, procede de los minerales silicatados. El silicio puro (sin el oxígeno que tienen los silicatos) se utiliza en la fabricación de los chips informáticos, de lo que surge el nombre «Silicon Valley» (valle del silicio) para la región de alta tecnología de San Francisco, la zona de la bahía sur de California, donde se diseñan muchos de estos dispositivos. Los fabricantes de chips informáticos graban obleas de silicio con líneas conductoras increíblemente estrechas, metiendo millones de circuitos en cada chip de la medida de una uña de la mano.

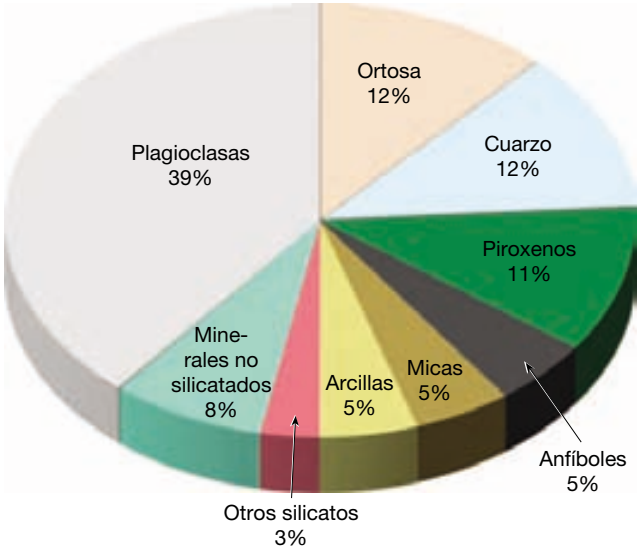
La silicona (el material utilizado en los implantes mamarios) es un gel compuesto por un polímero de silicio-oxígeno con un tacto parecido a la goma y que repele el agua, es químicamente inerte y estable a temperaturas extremas. Aunque la preocupación por la seguridad a largo plazo de estos implantes limitó su utilización a partir de 1992, no se han encontrado pruebas que los relacionen con distintas enfermedades.

Examinaremos ahora algunos de los silicatos más comunes, que dividimos en dos grupos principales en función de su composición química.

Los silicatos claros

Los **silicatos claros** (o **no ferromagnesianos**) tienen generalmente un color claro y un peso específico de alrededor de 2,7, que es considerablemente inferior al de los silicatos ferromagnesianos. Como se indicó anteriormente, estas diferencias son fundamentalmente atribuibles a la presencia o ausencia de hierro y magnesio. Los silicatos claros contienen cantidades variables de aluminio, potasio, calcio y sodio, más que hierro y magnesio.

Grupo de los feldespatos. El *feldespato*, el grupo mineral más común, puede formarse bajo un intervalo muy amplio de temperaturas y presiones, un hecho que explica en parte su abundancia (Figura 3.21). Tienen dos planos de exfoliación que se cortan a 90°, o cerca, son relativamente duros (6 en la escala de Mohs) y tienen un brillo que oscila entre vítreo y perlado. Como componentes de una roca, los cristales de feldespato pueden identificarse por su forma rectangular y sus caras brillantes bastante lisas (Figura 3.22).

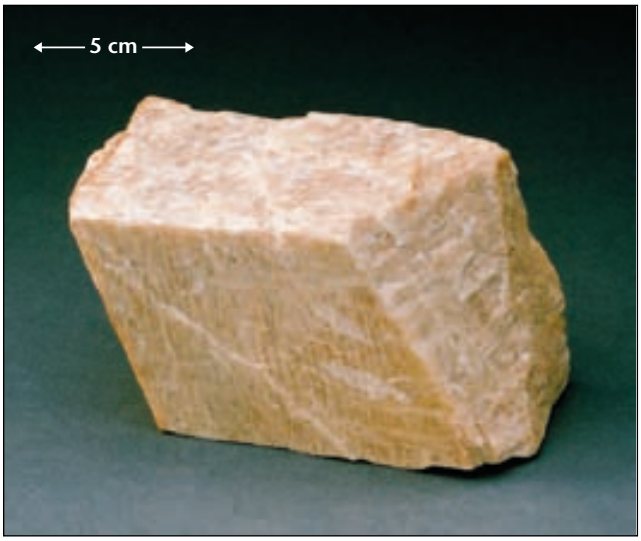


▲ **Figura 3.21** Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

He visto papel de lija de granate en la ferretería. ¿Está hecho realmente de granates?

Sí, y es una de las muchas cosas de la ferretería que están hechas de minerales. Los minerales duros como el granate (dureza de Mohs = de 6,5 a 7,5) y el corindón (dureza = 9) dan lugar a buenos abrasivos. La abundancia y la dureza de los granates los hacen adecuados para producir discos abrasivos, materiales de pulido, superficies antiadherentes y aplicaciones de chorro de arena. Por otro lado, los minerales con valores bajos en la escala de dureza de Mohs se utilizan normalmente como lubricantes. Por ejemplo, otro mineral encontrado en las ferreterías es el grafito (dureza = 1), que se utiliza como lubricante industrial (*véase* Figura 3.9B).



▲ **Figura 3.22** Muestra del mineral ortosa. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 3.23** Estas líneas paralelas, denominadas estriaciones, son una característica que permite distinguir las plagioclasas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

La estructura de los feldespatos es una red tridimensional formada cuando átomos de silicio adyacentes comparten átomos de oxígeno. Además, entre una cuarta parte y la mitad de los átomos de silicio en la estructura del feldespato son sustituidos por átomos de aluminio. La diferencia de carga entre el aluminio (+3) y el silicio (+4) implica la inclusión de uno o más de los siguientes iones en el retículo cristalino: potasio (+1), sodio (+1) o calcio (+2). Debido al gran tamaño del ion potasio, en comparación con el tamaño de los iones sodio y calcio, existen dos estructuras diferentes de feldespatos. Un grupo de feldespatos contiene iones potasio en su estructura y, por tanto, se denomina *feldespatos potásicos*. (La *ortosa* y la *microclina* son miembros comunes del grupo del feldespato potásico.)

El feldespato potásico suele ser de color crema claro a rosa salmón. El color de las plagioclasas, por otro lado, oscila entre blanco y grisáceo. Sin embargo, el color no debe utilizarse para distinguir estos grupos. La única forma segura de distinguir físicamente los feldespatos es buscar una multitud de finas líneas paralelas, denominadas *estriaciones* (*striat* = estría). Las estriaciones se encuentran en algunos planos de exfoliación de las plagioclasas, pero no están presentes en el feldespato potásico (Figura 3.23).

Cuarzo. El *cuarzo* es el único mineral común de los silicatos formado completamente por silicio y oxígeno. Como tal, se le aplica el término de *sílice* al cuarzo que tiene la fórmula química (SiO_2). Dado que la estructura del cuarzo contiene una proporción de dos iones de oxígeno (O^{2-}) por cada ion silicio (Si^{4+}), no se necesitan otros iones positivos para alcanzar la neutralidad.

En el cuarzo se desarrolla un armazón tridimensional al compartir por completo átomos de silicio adyacentes a los oxígenos. Por tanto, todos los enlaces del cuarzo son del tipo silicio-oxígeno fuerte. Por consiguiente, el cuarzo es duro, resistente a la meteorización y no muestra exfoliación. Cuando se rompe, suele exhibir fractura concoide. En su forma pura, el cuarzo es transparente y si se le deja cristalizar sin interferencia formará cristales hexagonales que desarrollan en sus extremos formas piramidales. Sin embargo, como la mayoría de los otros minerales claros, el cuarzo suele estar coloreado por la inclusión de diversos iones (impurezas) y se forma sin desarrollar buenas caras cristalinas. Las variedades más comunes de cuarzo son el cuarzo lechoso (blanco), el ahumado (gris), el rosa (rosa), la amatista (púrpura) y el cristal de roca (transparente) (Figura 3.24).

Moscovita. La *moscovita* es un miembro común de la familia de las micas. Su color es claro y tiene un brillo perlado. Como otras micas, la moscovita tiene una excelente exfoliación en una dirección. En láminas finas, la moscovita es transparente, una propiedad que explica su utilización como «vidrio» de las ventanas durante la Edad Media. Dado que la moscovita es muy brillante, a menudo puede identificarse, por los destellos que proporciona, a una roca. Incluso si alguna vez ha mirado de cerca la arena de la playa, quizá haya visto el brillo resplandeciente de las escamas de mica dispersas entre los otros granos de arena.

Minerales de la arcilla. La *arcilla* es un término utilizado para describir una variedad de minerales complejos que, como las micas, tiene estructura laminar. Los minerales arcillosos suelen ser de grano muy fino y sólo pueden estudiarse al microscopio. La mayoría de los minera-



◀ **Figura 3.24** Cuarzo. Algunos minerales, como el cuarzo, se presentan en diversos colores. Aquí se muestran el cristal de roca (incoloro), la amatista (cuarzo púrpura), el citrino (cuarzo amarillo) y el cuarzo ahumado (de gris a negro). (Foto de E. J. Tarbuck.)

les arcillosos se origina como productos de la meteorización química de otros silicatos. Por tanto, los minerales de la arcilla constituyen un gran porcentaje del material superficial que denominamos suelo. Debido a la importancia del suelo en la agricultura, y su papel como material de soporte de los edificios, los minerales de la arcilla son extremadamente importantes para los seres humanos. Además, los minerales arcillosos representan casi la mitad del volumen de las rocas sedimentarias.

En general, los minerales arcillosos tienen un grano muy fino, lo cual dificulta su identificación, a menos que se estudien con el microscopio. Su estructura laminar y el enlace débil entre las capas les dan un tacto característico cuando están húmedos. Los minerales arcillosos son comunes en las pizarras, las lutitas y otras rocas sedimentarias. Aunque los minerales arcillosos tienen un grano fino, pueden formar estratos o capas muy gruesos.

Uno de los minerales de la arcilla más comunes es la *caolinita*, que se utiliza en la fabricación de porcelana y en la producción de papel satinado, como el utilizado en este libro de texto. Además, algunos minerales de la arcilla absorben grandes cantidades de agua, lo que les permite hincharse hasta varias veces su tamaño normal. Estas arcillas se han utilizado comercialmente en multitud de formas ingeniosas, entre ellas como aditivos para espesar los batidos en los restaurantes de comida rápida.

Los silicatos oscuros

Los **silicatos oscuros** (o **ferromagnesianos**) son los minerales que contienen iones de hierro (hierro = *ferro*) o magnesio, o ambos, en su estructura. Debido a su contenido en hierro, los silicatos ferromagnesianos tienen un color oscuro y un mayor peso específico, entre 3,2 y 3,6, que los silicatos no ferromagnesianos. Los silicatos oscuros más comunes son el olivino, los piroxenos, los anfíboles, la mica negra (biotita) y el granate.

Grupo del olivino. El *olivino* es una familia de silicatos de temperatura elevada cuyo color oscila entre el negro y el verde oliva, con un brillo vítreo y una fractura concoide. En vez de desarrollar cristales grandes, el olivino forma normalmente cristales pequeños y redondeados que dan a las rocas constituidas por él un aspecto granular. El olivino está compuesto por tetraedros individuales, unidos entre sí por iones de hierro y magnesio colocados de manera que permitan la unión de los átomos de oxígeno con los de magnesio. Dado que la red tridimensional generada de esta manera no tiene sus enlaces débiles alineados, el olivino no posee exfoliación.

Grupo de los piroxenos. Los *piroxenos* son un grupo de minerales complejos que se consideran componentes importantes del manto terrestre. El miembro más común, la *augita*, es un mineral negro y opaco con dos direcciones de exfoliación que se cortan a un ángulo de casi 90º. Su estructura cristalina consiste en cadenas simples de tetraedros ligados por iones de hierro y magnesio. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son más fuertes que los enlaces que unen las estructuras de silicato, la augita se exfolia en dirección paralela a las cadenas de silicato. La augita es uno de los minerales dominantes en el basalto, una roca ígnea común de la corteza oceánica y de las áreas volcánicas de los continentes.

Grupo de los anfíboles. La *hornblenda* es el miembro más común de un grupo químicamente complejo de minerales denominados *anfíboles* (Figura 3.25). La hornblenda suele tener un color de verde oscuro a negro y, excepto por sus ángulos de exfoliación, que son de alrededor de 60° y 120°, es muy similar en aspecto a la augita (Figura 3.26). Las cadenas dobles de tetraedros en la estructura de la hornblenda son responsables de su exfoliación particular. En una roca, la hornblenda a menudo forma cristales alargados. Eso ayuda a distinguirla del piroxeno, que forma cristales bastante achatados. La hornblenda se encuentra predominantemente en rocas continentales, donde a menudo es el componente oscuro de una roca generalmente clara.



▲ **Figura 3.25** Anfíbol hornblenda. La hornblenda es un silicato común oscuro que tiene dos direcciones de exfoliación que se cortan a 60° y 120°.

Biotita. La *biotita* es el miembro de color negro, rico en hierro de la familia de las micas. Como otras micas, la biotita posee una estructura laminar que produce una excelente exfoliación en una dirección. La biotita tiene también un aspecto negro brillante que ayuda a distinguirla de otros minerales ferromagnesianos oscuros. Como la hornblenda, la biotita es un constituyente común de las rocas continentales, entre ellas la roca ígnea granito.

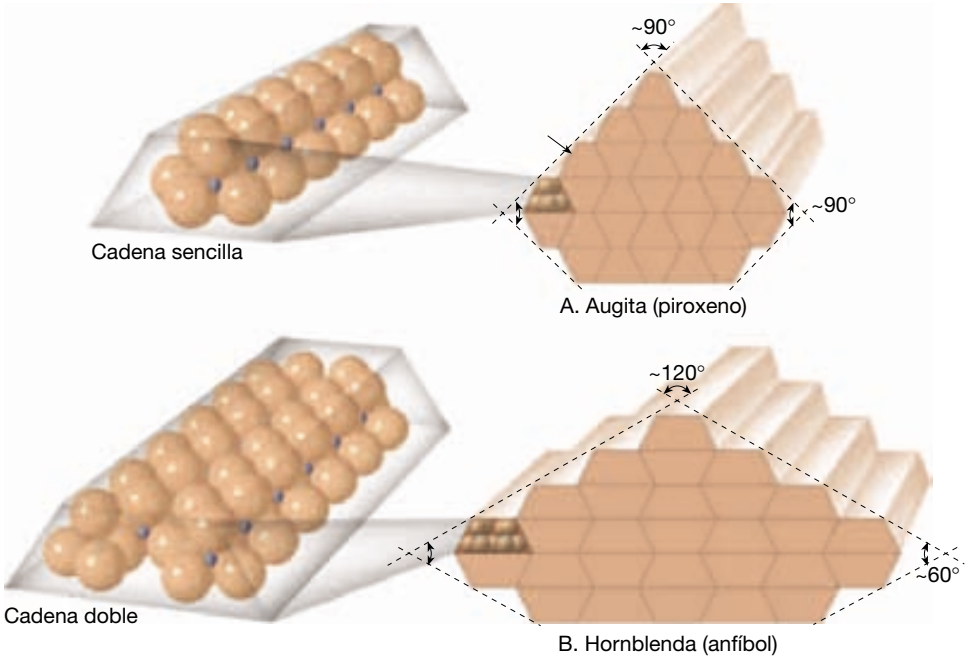
Granate. El *granate* es similar al olivino en que su estructura está compuesta por tetraedros individuales vinculados por iones metálicos. También como el olivino, el granate tiene un brillo vítreo, carece de exfoliación y posee fractura concoide. Aunque los colores del granate son variados, el color de este mineral oscila más a menudo entre el marrón y el rojo oscuro. El granate forma fácilmente cristales equidimensionales que se encuentran con más frecuencia en las rocas metamórficas (Figura 3.27). Cuando los granates son transparentes, pueden utilizarse como piedras preciosas.

Minerales no silicatados importantes



Materia y minerales
▼ Grupos de minerales

Los minerales no silicatados suelen subdividirse en *clases*, según el anión (ion con carga negativa) o el anión complejo que los miembros tienen en común (Tabla 3.2). Por ejemplo, los *óxidos* contienen el anión de oxígeno (O^{2-}), que



▶ **Figura 3.26** Ángulos de exfoliación para la augita y la hornblenda.



▲ **Figura 3.27** Cristal de granate rojo oscuro incluido en una roca metamórfica rica en mica y de color claro. (Foto de E. J. Tarbuck.)

está unido a uno o más tipos de iones positivos (cationes). Por consiguiente, dentro de cada clase mineral, la estructura básica y el tipo de enlace son parecidas. Como consecuencia, los minerales de cada grupo tienen propiedades físicas similares útiles para la identificación del mineral.

Aunque los minerales no silicatados constituyen aproximadamente sólo el 8 por ciento de la corteza terrestre, algunos minerales, como el yeso, la calcita y la halita aparecen como constituyentes de las rocas sedimentarias en cantidades significativas. Además, muchos otros son económicamente importantes. En la Tabla 3.2 se enumeran algunas de las clases de minerales no silicatados y algunos ejemplos de cada una. A continuación se comentan algunos de los minerales no silicatados más comunes que forman las rocas.

Algunos de los minerales no silicatados más comunes pertenecen a una de estas tres clases de minerales: los carbonatos (CO_3^{2-}), los sulfatos (SO_4^{2-}) o los haluros (Cl^{1-}, F^{1-}, B^{1-}). Los carbonatos son estructuralmente mucho más sencillos que los silicatos. Este grupo mineral está compuesto por el ion carbonato (CO_3^{2-}) y uno o varios iones positivos. Los dos carbonatos más comunes son la *calcita*, $CaCO_3$ (carbonato cálcico) y la *dolomita*, $CaMg(CO_3)_2$ (carbonato de calcio y magnesio). Dado que estos minerales son similares tanto desde el punto de vista físico como químico, son difíciles de distinguir entre sí. Los dos tienen un brillo vítreo, una dureza entre 3 y 4 y una exfoliación romboédrica casi perfecta. Sin embargo, pueden distinguirse utilizando ácido clorhídrico diluido. La calcita reacciona vigorosamente con este ácido, mientras que la dolomita reacciona mucho más lentamente. La calcita y la dolomita suelen encontrarse juntas como constituyentes principales de las rocas sedimentarias caliza y *dolomía*. Cuando el mineral dominante es la calcita, la roca se denomina caliza, mientras que la *dolo-*

Tabla 3.2 Grupos de minerales comunes no silicatados

Grupos de minerales (aniones o elementos clave)	Miembro	Fórmula	Interés económico
Carbonatos (CO_3^{2-})	Calcita	$CaCO_3$	Cemento portland, cal
	Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	Cemento porland, cal
Haluros (Cl^-, F^-, Br^-)	Halita	NaCl	Sal común
	Fluorita	CaF_2	Utilizado en la fabricación de acero
	Silvina	KCl	Fertilizante
Óxidos (O^{2-})	Hematites	Fe_2O_3	Mena de hierro, pigmento
	Magnetita	Fe_3O_4	Mena de hierro
	Corindón	Al_2O_3	Piedra preciosa, abrasivo
	Hielo	H_2O	Forma sólida del agua
Sulfuros (S^{2-})	Galena	PbS	Mena de plomo
	Esfalerita	ZnS	Mena de cinc
	Pirita	FeS_2	Producción de ácido sulfúrico
	Calcopirita	$CuFeS_2$	Mena de cobre
	Cinabrio	HgS	Mena de mercurio
Sulfatos (SO_4^{2-})	Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Argamasa
	Anhidrita	$CaSO_4$	Argamasa
	Baritina	$BaSO_4$	Lodo de perforación
Elementos nativos (elementos simples)	Oro	Au	Comercio, joyería
	Cobre	Cu	Conductor eléctrico
	Diamante	C	Piedra preciosa, abrasivo
	Azufre	S	Fármacos de azufre, productos químicos
	Grafito	C	Mina de lápiz, lubricante seco
	Plata	Ag	Joyería, fotografía
	Platino	Pt	Catalizador

mía resulta de un predominio de dolomita. La caliza tiene muchos usos, entre ellos como agregado para las carreteras, como roca de construcción y como el principal ingrediente del cemento portland.

Otros dos minerales no silicatados que se encuentran a menudo en las rocas sedimentarias son la *halita* y el *yeso.* Los dos minerales se encuentran a menudo en capas potentes, que son los últimos vestigios de mares antiguos que se han evaporado hace tiempo (Figura 3.28). Como la caliza, los dos son recursos no metálicos importantes. La halita es el nombre mineral para la sal común (NaCl). El yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), que es el sulfato cálcico con agua unida estructuralmente, es el mineral del cual se elaboran la argamasa y otros materiales de construcción similares.

La mayor parte de los minerales no silicatados contienen miembros apreciados por su valor económico. Entre ellos se cuentan los óxidos, cuyos miembros hematites y magnetita son menas importantes de hierro (Figura 3.29). También son significativos los sulfuros, que son básicamente compuestos de azufre (S) y uno o más metales. Ejemplos de sulfuros importantes son la galena (plomo), la esfalerita (cinc) y la calcopirita (cobre). Además, los elementos nativos, entre ellos el oro, la plata y el carbono (diamante), y otros minerales no silicatados como la fluorita (fundente en la producción de acero), el corindón (gema, abrasivo) y la uranitita (una fuente de uranio), son económicamente importantes (*véase* Recuadro 3.3).

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Según el libro de texto, las capas gruesas de halita y yeso se formaron al evaporarse los océanos antiguos. ¿Eso ha tenido lugar en el pasado reciente?

Sí. Durante los últimos seis millones de años el mar Mediterráneo puede haberse secado y rellenado varias veces. Cuando se evapora el 65 por ciento del agua del mar, el mineral yeso empieza a precipitar, lo cual significa que precipita de la disolución y se deposita en el fondo. Cuando se ha evaporado el 90 por ciento del agua, se forman los cristales de halita, seguidos por sales de potasio y magnesio. Las perforaciones profundas en el Mediterráneo han puesto de manifiesto la presencia de capas gruesas de yeso y depósitos salinos (principalmente halita) unas encima de las otras a una profundidad máxima de 2 kilómetros. Se supone que estos depósitos son el resultado de acontecimientos tectónicos que periódicamente cerraron y reabrieron la conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo (el actual estrecho de Gibraltar) durante los últimos millones de años. Durante los períodos en los que el Mediterráneo estaba separado del Atlántico, el clima cálido y seco de esta región provocó la casi evaporación del Mediterráneo. Luego, tras la apertura al Atlántico, la cuenca mediterránea se rellenaría con agua marina de salinidad normal. Este ciclo se repitió una y otra vez, produciendo las capas de yeso y sal encontradas en el fondo del Mediterráneo.



▶ **Figura 3.28** Capa gruesa de halita (sal) en una mina subterránea en Grand Saline, Texas. (Foto de Tom Bochsler.)



A. B.

▲ **Figura 3.29** Magnetita **A.** y hematites **B.** son óxidos e importantes menas de hierro. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



Recuadro 3.3 ▶ Entender la Tierra

Piedras preciosas

Las piedras preciosas han sido muy apreciadas desde la antigüedad. Pero abunda la información errónea sobre las gemas y su composición mineral. Esto deriva en parte de la práctica antigua de agrupar las piedras preciosas por color, en vez de por composición mineral. Por ejemplo, los *rubíes* y las *espinelas* son muy similares en color, pero son minerales completamente diferentes. La clasificación por color hizo que las espinelas más comunes fueran tomadas por rubíes. Aún hoy, con las técnicas de identificación moderna, el *cuarzo amarillo* se vende a veces como una piedra preciosa más valiosa, el *topacio*.

Denominación de las piedras preciosas

La mayoría de las piedras preciosas tiene un nombre que no coincide con el mineral que las compone. Por ejemplo, el *zafiro* es uno de los dos nombres por los que se conoce el *corindón*. Cantidades mínimas de elementos extraños pueden producir zafiros vívidos de casi cualquier color. Cantidades diminutas de titanio y de hierro en el corindón producen los zafiros azules más preciados. Cuando el corindón contiene una cantidad suficiente de cromo, exhibe un color rojo brillante, y la piedra se denomina *rubí*. Además, si una muestra no es adecuada como piedra preciosa, pasa simplemente por el nombre del mineral *corindón*. Debido a su dureza, el corindón carente de calidad de piedra preciosa suele molerse y venderse como abrasivo.

En resumen, cuando el corindón exhibe un color rojo, se denomina *rubí*, pero si tiene cualquier otro color, es una piedra preciosa denominada *zafiro*. Mientras que el corindón es el mineral básico de dos piedras preciosas, el cuarzo es el progenitor de más de una docena de ellas. En la Tabla 3.A se enumeran algunas de las piedras preciosas bien conocidas y los minerales de los que proceden.

¿Qué constituye una piedra preciosa?

Cuando se encuentran en estado natural, casi todas las piedras preciosas son opacas y podrían pasar desapercibidas «como una roca más» para la mayoría de las personas. Las gemas deben ser cortadas y pulidas por profesionales experimentados antes de desplegar su verdadera belleza. Sólo se consideran piedras preciosas las muestras minerales cuya calidad es tal que pueden alcanzar un precio superior al del coste de procesamiento.

Las piedras preciosas pueden dividirse en dos categorías: preciosas y semipreciosas.

Una piedra *preciosa* tiene belleza, durabilidad, tamaño y rareza, mientras que una piedra *semipreciosa* tiene sólo una o dos de esas cualidades. Las gemas tradicionalmente más valoradas son los diamantes, los rubíes, los zafiros, las esmeraldas y algunas variedades de ópalo (Tabla 3.A). Todas las demás gemas se clasifican como semipreciosas. Sin embargo, las muestras grandes de gran calidad de las piedras semipreciosas a menudo alcanzan un precio elevado.

En la actualidad, se prefieren las piedras translúcidas con colores uniformemente teñidos. Los tintes más favorecidos son el rojo, el azul, el verde, el púrpura, el rosa y el amarillo. Las piedras más preciadas son los rubíes denominados sangre de paloma, los zafiros azules, las esmeraldas verde hierba y los diamantes amarillo canario. Las gemas incoloras son generalmente poco apreciadas, excepto en el

Tabla 3.A Piedras preciosas importantes

Piedra	Nombre mineral	Colores apreciados
Preciosa		
Diamante	Diamante	Incoloro, amarillos
Esmeralda	Berilo	Verdes
Ópalo	Ópalo	Brillantes
Rubí	Corindón	Rojos
Zafiro	Corindón	Azules
Semipreciosa		
Alexandrita	Crisoberilo	Variable
Amatista	Cuarzo	Púrpuras
Ojo de gato	Crisoberilo	Amarillos
Calcedonia	Cuarzo (ágata)	Bandeados
Citrino	Cuarzo	Amarillos
Granate	Granate	Rojos, verdes
Jade	Jadeita o nefrita	Verdes
Piedra de la Luna	Feldespato	Azules transparentes
Peridoto	Olivino	Verdes oliva
Cuarzo ahumado	Cuarzo	Marrones
Espinela	Espinela	Rojos
Topacio	Topacio	Púrpuras, rojos
Turmalina	Turmalina	Rojos, azul verdosos
Turquesa	Turquesa	Azules
Circón	Circón	Rojos

caso de los diamantes que exhiben «destellos de color» conocidos como *brillo*.

La durabilidad de una gema depende de su dureza; es decir, su resistencia a la abrasión por los objetos encontrados normalmente en la vida diaria. Para que tengan una buena durabilidad, las gemas deben ser tan duras o más que el cuarzo, definida la dureza mediante la escala de Mohs. Una notable excepción es el ópalo, que es comparativamente blando (dureza de 5 a 6,5) y quebradizo. El valor del ópalo procede de su «fuego» que es una exhibición de una variedad de colores brillantes, entre ellos, verdes, azules y rojos.

Parece formar parte de la naturaleza humana el atesorar lo que es raro. En el caso de las piedras preciosas, los ejemplares grandes de gran calidad son mucho más raros que las piedras más pequeñas. Por tanto, los rubíes, los diamantes y las esmeraldas grandes, que son raros, además de hermosos y duraderos, son los más caros.

Resumen

- Un *mineral* es un sólido inorgánico de origen natural que posee una estructura química definida que le proporciona un conjunto único de propiedades físicas. La mayoría de las *rocas* son agregados compuestos por dos o más minerales.
- Los componentes básicos de los minerales son los *elementos*. Un *átomo* es la partícula más pequeña de materia que sigue conservando las características de un elemento. Cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene *protones* (partículas con cargas eléctricas positivas) y *neutrones* (partículas con cargas eléctricas neutras). En órbita alrededor del núcleo de un átomo, en regiones denominadas *niveles de energía* o *capas*, se encuentran los *electrones*, que tienen cargas eléctricas negativas. El número de protones que hay en el núcleo de un átomo determina su *número atómico* y el nombre del elemento. Un elemento es un enorme conjunto de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.
- Los átomos se combinan entre sí para formar sustancias más complejas denominadas *compuestos*. Los átomos se enlazan entre sí ya sea para ganar, perder o compartir electrones con otros átomos. En el *enlace iónico* se transfieren uno o más electrones de un átomo a otro, lo que da a los átomos una carga neta positiva o negativa. Los átomos eléctricamente cargados que resultan se denominan *iones*. Los compuestos iónicos consisten en iones con cargas opuestas reunidos en una estructura cristalina, regular, que permite la máxima atracción de los iones, en función de sus tamaños. Otro tipo de enlace, el enlace *covalente*, se produce cuando los átomos comparten electrones.
- Los *isótopos* son variantes del mismo elemento, pero con un *número másico* diferente (el número total de neutrones más protones que se encuentran en el núcleo de un átomo). Algunos isótopos son inestables y se desintegran de manera natural a través de un proceso denominado *radiactividad*.
- Las propiedades de los minerales son: *forma cristalina*, *brillo*, *color*, *raya*, *dureza*, *exfoliación*, *fractura* y *peso específico*. Además, un número de propiedades químicas y físicas especiales (*sabor*, *olor*, *elasticidad*, *maleabilidad*,

tacto, *magnetismo*, *birrefracción y reacción química con ácido clorhídrico*) son útiles para identificar ciertos minerales. Cada mineral tiene un conjunto específico de propiedades que pueden utilizarse para su identificación.

- De los casi 4.000 minerales, sólo una escasa docena constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y, como tales, se clasifican como *minerales formadores de roca*. Ocho elementos (oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio) constituyen la mayor parte de estos minerales y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental de la Tierra.
- El grupo mineral más común es el de los *silicatos*. Todos los silicatos tienen el *tetraedro silicio-oxígeno* cargado negativamente como componente básico fundamental. En algunos silicatos, los tetraedros se reúnen en cadenas (los grupos de piroxenos y anfíboles); en otros, los tetraedros se disponen en láminas (las micas, biotita y moscovita) o en redes tridimensionales (el feldespato y el cuarzo). Los tetraedros y diversas estructuras silicatadas suelen enlazarse mediante los iones positivos de hierro, magnesio, potasio, sodio, aluminio y calcio. Cada silicato tiene una estructura y una composición química que indica las condiciones bajo las cuales se formó.
- Los grupos minerales *no silicatados*, que contienen varios minerales importantes desde el punto de vista económico, son los *óxidos* (por ejemplo, el mineral hematites, aprovechado para obtener hierro), los *sulfuros* (por ejemplo, el mineral esfalerita, para cinc), los *sulfatos*, los *haluros* y los *elementos nativos* formadores de roca no silicatados más comunes son los *carbonatos*, calcita y dolomita. Otros dos minerales no silicatados que se encuentran con frecuencia en las rocas sedimentarias son la halita y el yeso.

Preguntas de repaso

1. Defina el término *roca*.
2. Enumere las tres principales partículas de un átomo y explique cómo se diferencian entre sí.
3. Si el número de electrones de un átomo neutro es 35 y su número másico es 80, calcule lo siguiente:
   a) número de protones
   b) número atómico
   c) número de neutrones
4. ¿Cuál es la importancia de los electrones de valencia?
5. Distinga brevemente entre enlace iónico y covalente.
6. ¿Qué ocurre en un átomo para producir un ion?
7. ¿Qué es un isótopo?
8. Aunque todos los minerales tienen una disposición ordenadamente interna de átomos (estructura cristalina), la mayoría de los minerales no exhibe su forma cristalina. ¿Por qué?
9. ¿Por qué puede ser difícil identificar un mineral por su color?
10. Si encontrara un mineral de aspecto vítreo mientras está en el campo y tuviera esperanzas de que fuera un diamante, ¿qué prueba sencilla le ayudaría a decidirse?
11. Explique el uso del corindón como se muestra en la Tabla 3.2 (pág. 101) en función de la escala de dureza de Mohs.
12. El oro tiene un peso específico de casi 20. Si un cubo de 25 litros de agua pesa 25 kilogramos, ¿cuánto pesaría un cubo de 25 litros de oro?
13. Explique la diferencia entre los términos *silicio* y *silicato*.
14. ¿Qué tienen en común los minerales ferromagnesianos? Enumere ejemplos de minerales ferromagnesianos.
15. ¿Qué tienen en común la moscovita y la biotita? ¿En qué se diferencian?
16. ¿Debe utilizarse el color para distinguir entre los feldespatos ortosa y plagioclasa? ¿Cuál es la mejor manera de distinguir entre estos dos tipos de feldespato?
17. Cada una de las afirmaciones siguientes describe un mineral o grupo de silicatos. En cada caso, cite el nombre apropiado:
    a) el miembro más común del grupo de los anfíboles;
    b) el miembro más común no ferromagnesiano de la familia de la mica;

c) el único silicato compuesto enteramente de silicio y oxígeno;

d) un silicato de elevada temperatura con un nombre que se basa en su color;

e) caracterizado por estriaciones;

f) se origina como producto de la meteorización química.

18. ¿Qué prueba sencilla puede utilizarse para distinguir la calcita de la dolomita?

Términos fundamentales

átomo
brillo
capa
color
compuesto
desintegración radiactiva
dureza
electrón
electrón de valencia
elemento
enlace covalente
enlace iónico
enlace metálico
escala de Mohs
exfoliación
forma cristalina
fractura
ion
mineral
mineralogía
neutrón
nivel de energía o núcleo
número atómico
número másico
peso atómico
peso específico
polimorfo
protón
raya
regla del octeto
roca
silicato
silicato claro
silicato ferromagnesiano
silicato oscuro
tetraedro silicio-oxígeno

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 4

Rocas ígneas

Magmas: el material de las rocas ígneas
Naturaleza de los magmas
De los magmas a las rocas

Texturas ígneas
Factores que afectan al tamaño de los cristales
Tipos de texturas ígneas

Composiciones ígneas
Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas
Otros grupos composicionales
El contenido de sílice como indicador de la composición

Denominación de las rocas ígneas
Rocas félsicas (graníticas)
Rocas intermedias (andesíticas)
Rocas máficas (basálticas)
Rocas piroclásticas

Origen de los magmas
Generación de magmas a partir de roca sólida

Evolución de los magmas
Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas
Asimilación y mezcla de magmas

Fusión parcial y formación de los magmas
Formación de magmas basálticos
Formación de magmas andesíticos y graníticos

Las rocas ígneas forman la mayor parte de la corteza terrestre. De hecho, con la excepción del núcleo exterior líquido, la porción sólida restante de nuestro planeta es básicamente una enorme roca ígnea parcialmente cubierta por una delgada capa de rocas sedimentarias. Por consiguiente, para comprender la estructura, composición y funcionamiento interno de nuestro planeta, es esencial un conocimiento básico de las rocas ígneas.

Magmas: el material de las rocas ígneas



Rocas ígneas
▼ **Introducción**

En nuestra discusión del ciclo de las rocas, se señaló que las **rocas ígneas** (*ignis* = fuego) se forman conforme se enfría y solidifica una roca fundida. Abundantes pruebas apoyan el hecho de que el material parental de las rocas ígneas, denominado *magma*, se forma por un proceso denominado *fusión parcial*. La fusión parcial se produce a varios niveles dentro de la corteza terrestre y el manto superior a profundidades que pueden superar los 250 kilómetros. Exploraremos el origen de los magmas más adelante en este capítulo.

Una vez formado, un cuerpo magmático asciende por flotación hacia la superficie porque es menos denso que las rocas que le rodean. Cuando la roca fundida se abre camino hacia la superficie, produce una erupción volcánica espectacular. El magma que alcanza la superficie de la Tierra se denomina **lava.** A veces la lava se emite en forma de surtidores que se producen cuando los gases que escapan impulsan la roca fundida desde la cámara magmática. En otras ocasiones el magma es expulsado de una chimenea de una manera explosiva, provocando una erupción catastrófica. Sin embargo, no todas las erupciones son violentas; algunos volcanes generan tranquilas emisiones de lavas muy fluidas.

Las rocas ígneas que se forman cuando se solidifica la roca fundida en la *superficie terrestre* se clasifican como **extrusivas** (*ex* = fuera; *trudere* = empujar) o **volcánicas** (de Vulcano, el dios del fuego). Las rocas ígneas extrusivas son abundantes en la costa occidental del continente americano, incluidos los conos volcánicos de la cordillera Cascade y las extensas coladas de lava de la llanura de Columbia. Además, muchas islas oceánicas, tipificadas por la cadena Hawaiana, están compuestas casi por completo de rocas ígneas extrusivas.

El magma que pierde su movilidad antes de alcanzar la superficie acaba cristalizando en profundidad. Las rocas ígneas que *se forman en profundidad* se denominan **intrusivas** (*in* = dentro; *trudere* = empujar) o **plutónicas** (de Plutón, el dios del mundo inferior en la mitología clásica). Las rocas ígneas intrusivas nunca se observarían si la corteza no ascendiera y las rocas caja no fueran eliminadas por la erosión. (Cuando una masa de roca de la corteza está expuesta, es decir, no cubierta por un suelo, se denomina *afloramiento*.) En muchas partes existen afloramientos de rocas ígneas intrusivas, como el monte Washington, New Hampshire; la Stone Mountain, Georgia; las Black Hills, Dakota del Sur, y el Parque Nacional Yosemite, California.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son las lavas y los magmas lo mismo?

No, pero su *composición* podría ser similar. Ambos términos describen roca fundida o líquida. El magma existe debajo de la superficie de la Tierra, y la lava es roca fundida que ha alcanzado la superficie. Por esta razón pueden tener una composición similar. La lava se produce a partir del magma, pero en general ha perdido los materiales que escapan en forma gaseosa, como el vapor de agua.

Naturaleza de los magmas

Los **magmas** son material completa o parcialmente fundido, que al enfriarse se solidifica y forma una roca ígnea. La mayoría de los magmas constan de tres partes: un componente líquido, un componente sólido y una fase gaseosa.

La porción líquida, llamada **fundido,** está compuesta por iones móviles de los elementos que se encuentran comúnmente en la corteza terrestre. El fundido está formado principalmente por iones de silicio y oxígeno que se combinan fácilmente y forman sílice (SiO_2), así como cantidades menores de aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio.

Los componentes sólidos (si los hay) del magma son silicatos ya cristalizados desde el fundido. Conforme una masa de magma se enfría, aumentan el tamaño y la cantidad de los cristales. Durante el último estadio del enfriamiento, una masa de magma es, básicamente, un sólido cristalino con cantidades sólo menores de fundido.

El vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2) y el dióxido de azufre (SO_2) son los gases más comunes hallados en el magma y están confinados por la inmensa presión ejercida por las rocas suprayacentes. Estos componentes gaseosos, denominados **volátiles,** se disuelven dentro del fundido. (Los volátiles son los materiales que se evaporarán [formarán un gas] fácilmente a las pre-

siones de la superficie.) Los volátiles continúan formando parte del magma hasta que éste se acerca a la superficie (ambiente de baja presión) o hasta que la masa de magma cristaliza, momento en el que cualquiera de los volátiles restantes migra libremente. Estos fluidos calientes representan un papel importante en el metamorfismo y se considerarán en el Capítulo 8.

De los magmas a las rocas

Conforme se enfría un magma, los iones del fundido empiezan a perder movilidad y a disponerse en estructuras cristalinas ordenadas. Este proceso, denominado **cristalización,** genera granos minerales silicatados que se encuentran dentro del fundido remanente.

Antes de examinar cómo cristaliza un magma, veamos primero cómo se funde un sólido cristalino sencillo. En cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un empaquetado regular. Sin embargo, no carecen de movimiento. Exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme la temperatura aumenta, los iones vibran cada vez más deprisa y, por consiguiente, colisionan con más intensidad con sus vecinos. Por tanto, el calentamiento hace que los iones ocupen más espacio provocando la expansión del sólido. Cuando los iones vibran con suficiente rapidez como para superar la fuerza de los enlaces químicos, el sólido empieza a fundirse. En esta etapa, los iones pueden deslizarse unos al lado de otros, y así desintegrar su estructura cristalina ordenada. Por tanto, la fusión convierte un sólido, que consiste en iones uniformemente empaquetados, en un líquido compuesto por iones desordenados que se mueven libremente.

En el proceso de cristalización, el enfriamiento invierte los acontecimientos de la fusión. Conforme disminuye la temperatura del líquido, los iones se acercan a medida que disminuye su velocidad de movimiento. Cuando se enfrían suficientemente, las fuerzas de los enlaces químicos confinarán de nuevo los átomos en una disposición cristalina ordenada.

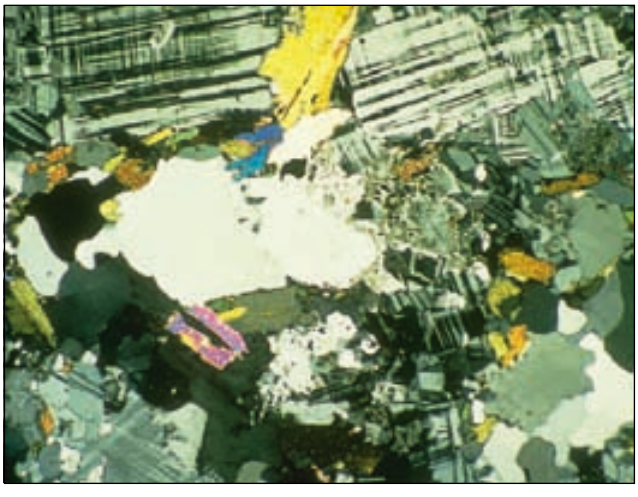
Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de silicio-oxígeno, los bloques de construcción básica de los silicatos. Conforme el magma sigue perdiendo calor hacia su entorno, los tetraedros se unen entre sí y con otros iones para formar embriones de núcleos de cristales. Los núcleos crecen lentamente conforme los iones pierden su movilidad y se unen a la red cristalina.

Los primeros minerales que se forman tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos, que rellenan el espacio restante. Por último, todo el magma se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos *rocas ígneas* (Figura 4.1).

Como veremos más adelante, la cristalización del magma es mucho más compleja de lo que se acaba de describir. Mientras que un compuesto sencillo, como el agua, cristaliza a una temperatura específica, la solidificación del magma con su diversidad química a menudo abarca un intervalo de temperatura de 200 °C. Durante la cristalización, la composición del fundido cambia continuamente a medida que los iones son retirados de manera selectiva e incorporados en los primeros minerales que se forman. Si el fundido se separa de los primeros minerales que se forman, su composición será distinta de la del



A.



B.

▲ **Figura 4.1** **A.** Vista de cerca de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. Los cristales más grandes tienen alrededor de un centímetro de longitud. **B.** Microfotografía de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

magma original. Por tanto, un solo magma puede generar rocas con una composición muy diferente. Por consiguiente, existe una gran variedad de rocas ígneas. Volveremos a esta importante idea más adelante, en este capítulo.

La cristalización del magma es compleja. No obstante, es posible clasificar las rocas ígneas en función de su composición mineral y de las condiciones bajo las cuales se formaron. El ambiente durante la cristalización puede deducirse de manera aproximada del tamaño y la ordenación de los granos minerales, una propiedad denominada *textura*. Por consiguiente, *las rocas ígneas se clasifican por su textura y composición mineral.* Consideramos estas dos características de las rocas en las siguientes secciones.

Texturas ígneas



Rocas ígneas
▼ Texturas ígneas

El término **textura,** cuando se aplica a una roca ígnea, se utiliza para describir el aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales (Figura 4.2). La textura es una característica importante porque revela datos sobre el ambiente en el que se formó la roca. Esto permite a los geólogos hacer deducciones sobre el origen de la roca mientras trabajan en el campo donde no disponen de un equipo sofisticado.

Factores que afectan al tamaño de los cristales

Tres factores contribuyen a la textura de las rocas ígneas: (1) *la velocidad a la cual se enfría el magma*; (2) *la cantidad de sílice presente*, y (3) *la cantidad de gases disueltos en el magma*. De ellos, la velocidad de enfriamiento es el factor dominante, pero, como todas las generalizaciones, ésta tiene numerosas excepciones.

Conforme una masa de magma se enfría, disminuye la movilidad de sus iones. Un cuerpo magmático muy grande localizado a gran profundidad se enfriará durante un período de quizá decenas o centenares de millares de años. Al principio, se forman relativamente pocos núcleos cristalinos. El enfriamiento lento permite la migración de los iones a grandes distancias de forma que pueden juntarse con alguna de las escasas estructuras cristalinas existentes. Por consiguiente, el enfriamiento lento promueve el crecimiento de menos cristales, pero de mayor tamaño.

Por otro lado, cuando el enfriamiento se produce más deprisa (por ejemplo, en una delgada colada de lava) los iones pierden rápidamente su movilidad y se combinan con facilidad. Esto provoca el desarrollo de numerosos núcleos embrionarios, que compiten a la vez por los iones disponibles. La consecuencia es una masa sólida de pequeños cristales intercrecidos.

Cuando el material fundido se enfría rápidamente puede no haber tiempo suficiente para que los iones se dispongan en una red cristalina. A las rocas que consisten en iones desordenados se las denomina **vidrios.**

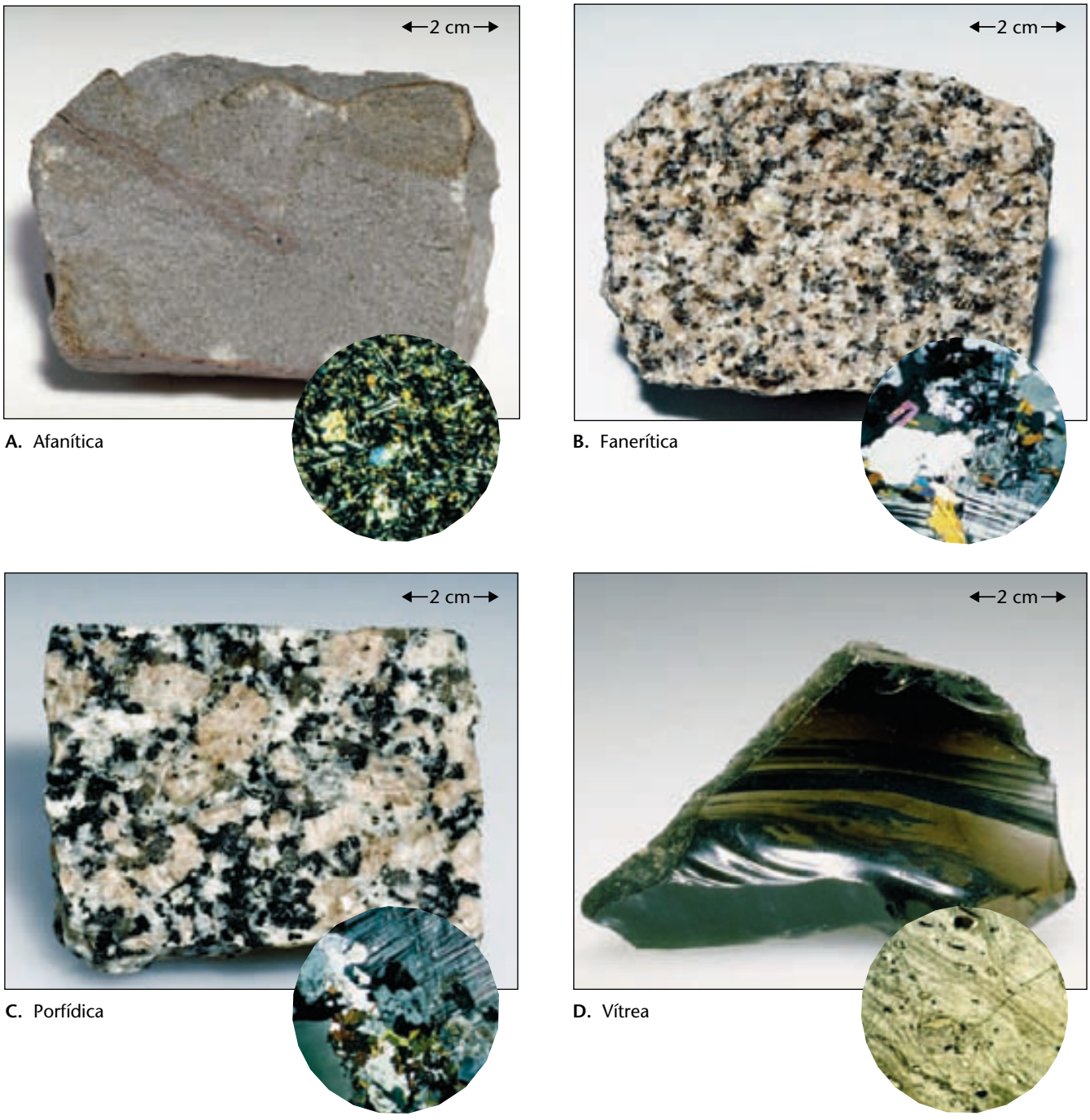
Tipos de texturas ígneas

Como hemos visto, el efecto del enfriamiento sobre las texturas de las rocas es bastante directo. El enfriamiento lento promueve el crecimiento de grandes cristales, mientras que el enfriamiento rápido tiende a generar cristales más pequeños. Consideraremos los otros dos factores que afectan al crecimiento del cristal conforme examinemos los principales tipos de textura.

Textura afanítica (de grano fino). Las rocas ígneas, que se forman en la superficie o como masas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, poseen una estructura de grano muy fino denominada **afanítica** (*a* = no; *phaner* = visible). Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son demasiado pequeños para que los minerales individuales se distingan a simple vista (Figura 4.2A). Dado que la identificación del mineral no es posible, normalmente caracterizamos las rocas de grano fino por su color claro, intermedio u oscuro. Utilizando esta clasificación, las rocas afaníticas de color claro son las que contienen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de color claro, y así sucesivamente (*véase* la sección titulada «Silicatos comunes» del Capítulo 3).

En muchas rocas afaníticas se pueden observar los huecos dejados por las burbujas de gas que escapan conforme se solidifica el magma. Esas aberturas esféricas o alargadas se denominan **vesículas** y son más abundantes en la parte superior de las coladas de lava. Es en la zona superior de una colada de lava donde el enfriamiento se produce lo bastante deprisa como par «congelar» la lava, conservando así las aberturas producidas por las burbujas de gas en expansión.

Textura fanerítica (de grano grueso). Cuando grandes masas de magma se solidifican lentamente bastante por debajo de la superficie, forman las rocas ígneas que muestran una estructura de grano grueso denominada **fanerítica.** Estas rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos que son aproximadamente del mismo tamaño y lo suficientemente grandes como para que los minerales individuales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio (Figura 4.2B). (Los geólogos



▲ **Figura 4.2** Texturas de las rocas ígneas. **A.** Afanítica (grano fino). **B.** Fanerítica (grano grueso). **C.** Porfídica (granos grandes rodeados por una matriz). **D.** Vítrea (enfriamiento demasiado rápido para formar cristales). (Fotos de E. J. Tarbuck.)

suelen utilizar una lupa que les ayuda a identificar los minerales de grano grueso.) Dado que las rocas faneríticas se forman en el interior de la corteza terrestre, su afloramiento en la superficie de la Tierra sólo ocurre después de que la erosión elimina el recubrimiento de rocas que una vez rodearon la cámara magmática.

Textura porfídica. Una gran masa de magma localizada profundamente puede necesitar de decenas a centenares de miles de años para solidificar. Dado que los diferentes minerales cristalizan a temperaturas diferentes (así como a velocidades diferentes) es posible que algunos cristales se hagan bastante grandes mientras que otros estén em-

pezando a formarse. Si el magma que contiene algunos cristales grandes cambia de condiciones (por ejemplo, saliendo a la superficie) la porción líquida restante de la lava se enfriará relativamente rápido. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una **textura porfídica** (Figura 4.2C). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan **fenocristales** (*pheno* = mostrar; *cristal* = cristal), mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina **pasta.** Una roca con una textura de este tipo se conoce como **pórfido.**

Textura vítrea. Durante algunas erupciones volcánicas la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera donde se enfría rápidamente. Este enfriamiento rápido puede generar rocas que tienen una **textura vítrea.** Como indicamos antes, el vidrio se produce cuando los iones desordenados se «congelan» antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada. La *obsidiana*, un tipo común de vidrio natural, es de aspecto similar a una pieza oscura de vidrio corriente o manufacturado (Figura 4.2D).

En algunos lugares aparecen capas de obsidiana (denominadas coladas de obsidiana) de varias decenas de centímetros (Figura 4.3). Por tanto, el enfriamiento rápido no es el único mecanismo mediante el cual puede formarse una textura vítrea. Como regla general, los magmas con un elevado contenido en sílice tienden a formar estructuras largas y en cadena antes de que la cristalización sea completa. Estas estructuras, a su vez, impiden el transporte iónico y aumentan la viscosidad del magma. (La *viscosidad* es una medida de la resistencia del fluido a fluir.)

El magma granítico, que es rico en sílice, puede ser emitido como una masa extremadamente viscosa que acaba solidificando como un vidrio. Por el contrario, el magma basáltico, que contiene poco sílice, forma lavas muy fluidas que, tras enfriarse, suelen generar rocas cristalinas de grano fino. Sin embargo, la superficie de la lava basáltica puede enfriarse con la suficiente rapidez como para dar lugar a una fina capa vítrea. Además, los volcanes hawaiianos a veces emiten fuentes de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hilos de vidrio volcánico denominado *cabellos de Pele*, que reciben su nombre de la diosa hawaiiana de los volcanes.

Textura piroclástica. Algunas rocas ígneas se forman por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son emitidos durante erupciones volcánicas violentas. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas formadas por estos fragmentos de roca se dice que tienen una **textura piroclástica** o **fragmental** (Figura 4.4).

Un tipo común de roca piroclástica denominada *toba soldada* está compuesta por finos fragmentos de vidrio que permanecieron lo suficientemente calientes durante su vuelo como para fundirse juntos tras el impacto. Otras rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos que se solidificaron antes del impacto y se cementaron juntos algún tiempo después. Dado que las rocas piroclásticas están compuestas de partículas o fragmentos individuales antes que de cristales interconectados, sus texturas suelen ser más parecidas a las de las rocas sedimentarias que a las de las otras rocas ígneas.



◀ **Figura 4.3** Esta colada de obsidiana fue emitida desde una chimenea a lo largo de la pared meridional de la caldera New Bery, Oregón. Obsérvese la carretera para escala. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 4.4** Textura piroclástica. Esta roca volcánica consiste en fragmentos de roca angulares englobados en una matriz de cenizas de color claro. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Textura pegmatítica. Bajo condiciones especiales, pueden formarse rocas ígneas de grano especialmente grueso, denominadas **pegmatitas.** Esas rocas, que están compuestas por cristales interconectados todos mayores de un centímetro de diámetro, se dice que tienen una **textura pegmatítica.** La mayoría de las pegmatitas se encuentra alrededor de los márgenes de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas delgadas que comúnmente se extienden en la roca huésped adyacente.

Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización, cuando el agua y otros volátiles, como el cloro, el flúor y el azufre, forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de historias de enfriamiento excesivamente largas, sino que son consecuencia del ambiente rico en líquido en el que tiene lugar la cristalización.

La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito. Por tanto, las pegmatitas contienen cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Sin embargo, algunas contienen cantidades significativas de minerales comparativamente raros y, por tanto, valiosos (*véase* Recuadro 4.1).

Composiciones ígneas



Rocas ígneas
▼ Composiciones ígneas

Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. Además, la composición mineral de una roca ígnea concreta está determinada en última instancia por la composición química del magma a partir del cual cristaliza. Recordemos que el magma está compuesto fundamentalmente por los ocho elementos químicos que son los principales constituyentes de los silicatos. El análisis químico demuestra que el oxígeno y el silicio (normalmente expresado como contenido en sílice [SiO_2] de un magma) son los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas. Estos dos elementos, más los iones aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg), hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98 por ciento en peso de muchos magmas. Además, el magma contiene pequeñas cantidades de muchos otros elementos, entre ellos el titanio y el manganeso, y trazas de muchos elementos más raros, como oro, plata y uranio.



Recuadro 4.1 ▶ Entender la Tierra

Pegmatitas

Pegmatita es un nombre dado a una roca ígnea compuesta por cristales anormalmente grandes. ¿Qué se entiende por *grande*? Los cristales de la mayoría de muestras de pegmatita tienen más de un centímetro de diámetro. En algunas muestras, son comunes los cristales que tienen un diámetro de un metro o superior. Se han encontrado cristales hexagonales gigantes de moscovita que miden unos pocos metros de diámetro en Ontario, Canadá. En las colinas Negras de Dakota del Sur, se han extraído cristales tan grandes como un poste telefónico del mineral rico en litio espodumena. El más grande de estos cristales medía más de 12 metros de longitud. Además, se han extraído masas de feldespato del tamaño de casas de una pegmatita localizada en Carolina del Norte.

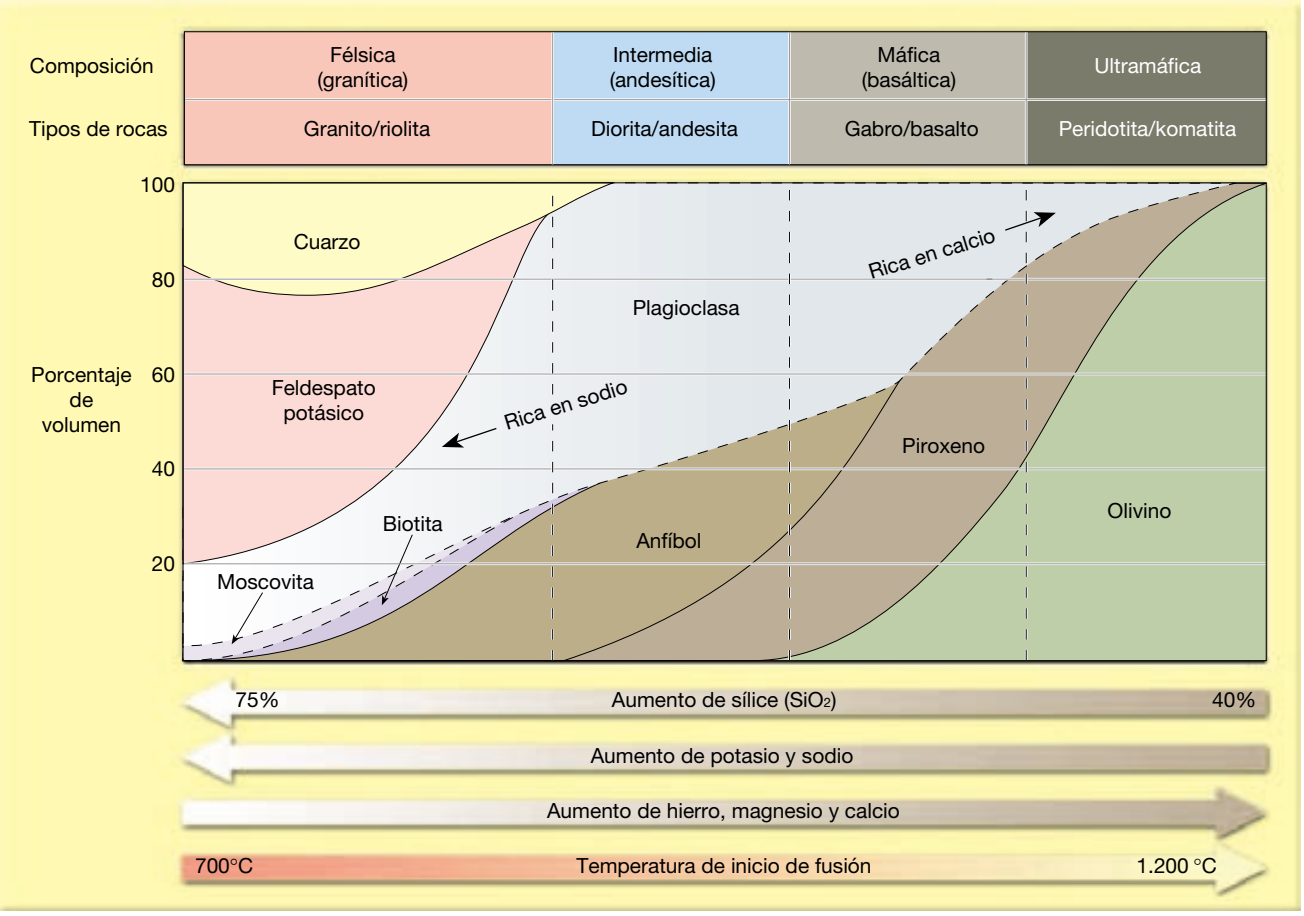
La mayor parte de pegmatitas tiene la composición del granito y es poco habitual que contenga cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Además de ser una fuente importante de muestras minerales excelentes, las pegmatitas graníticas se han explotado por sus constituyentes minerales. El feldespato, por ejemplo, se utiliza en la producción de cerámica, y la moscovita se utiliza para el aislamiento eléctrico. Aunque las pegmatitas graníticas son las más comunes, también se conocen pegmatitas con composiciones químicas parecidas a las de otras rocas ígneas. Además, las pegmatitas pueden contener cantidades significativas de algunos de los elementos menos abundantes. Así, además de los silicatos comunes, se conocen pegmatitas con minerales que contienen los elementos litio, cesio, uranio y tierras raras. Además, a veces se encuentran piedras semipreciosas como el berilo, el topacio y la turmalina.

Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son minerales ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y normalmente con bajo contenido en sílice. El *olivino*, el *piroxeno*, el *anfíbol* y la *bistita* son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre. Por el contrario, los silicatos claros contienen mayores cantidades de potasio, sodio y calcio que de hierro y magnesio. Como grupo, esos minerales son más ricos en sílice que los silicatos oscuros. Entre los silicatos claros se cuentan el *cuarzo*, la *moscovita* y el grupo mineral más abundante, los *feldespatos*. Los feldespatos constituyen al menos el 40 por ciento de la mayoría de las rocas ígneas. Por tanto, además del feldespato, las rocas ígneas contienen alguna combinación de los otros silicatos claros y oscuros que se han enumerado.

Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas (y los magmas de los que se forman) pueden clasificarse grosso modo en función de sus proporciones de minerales oscuros y claros. Cerca de uno de los extremos se encuentran las rocas compuestas fundamentalmente por silicatos de colores claros: cuarzo y feldespatos. Las rocas ígneas en las que éstos son los minerales dominantes tienen una **composición granítica.** Los geólogos también se refieren a las rocas graníticas como **félsicas,** un término derivado de *fel*despato y *s*ílice (cuarzo). Además del cuarzo y el feldespato, la mayoría de las rocas ígneas contiene alrededor del 10 por ciento de silicatos oscuros, normalmente biotita y anfíbol. Las rocas graníticas son ricas en sílice (aproximadamente el 70 por ciento) y son constituyentes principales de la corteza continental.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros y plagioclasa rica en calcio (pero no cuarzo) se dice que tienen una **composición basáltica** (Figura 4.5). Dado que las rocas basálticas contienen un elevado porcentaje de minerales ferromagnesianos, los geólogos pueden referirse también a ellas como rocas **máficas** (de *ma*gnesium y *fe*rrum, el nombre en latín para el hierro). Debido a su contenido en hierro, las ro-



▲ **Figura 4.5** Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman. (Tomado de Dietrich, Daily y Larsen.)

cas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas. Los basaltos constituyen el suelo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas. Los basaltos se encuentran también en los continentes.

Otros grupos composicionales

Como se puede observar en la Figura 4.5, las rocas con una composición comprendida entre las rocas graníticas y las basálticas se dice que tienen una **composición intermedia** o **andesítica,** por la roca volcánica común *andesita*. Las rocas intermedias contienen al menos un 25 por ciento de silicatos oscuros, principalmente anfíbol, piroxeno y biotita, el otro mineral dominante es la plagioclasa. Esta importante categoría de rocas ígneas se asocia con la actividad volcánica que normalmente se localiza en los márgenes de los continentes.

Otra roca ígnea importante, la *peridotita*, contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra en el lado opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas (Figura 4.5). Dado que la peridotita está compuesta casi por completo por minerales ferromagnesianos, se hace referencia a su composición química como **ultramáfica.** Aunque las rocas ultramáficas son infrecuentes en la superficie de la Tierra, se cree que las peridotitas son el constituyente principal del manto superior.

El contenido de sílice como indicador de la composición

Un aspecto importante de la composición química de las rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2). Recordemos que el silicio y el oxígeno son los dos elementos más abundantes de las rocas ígneas. Normalmente, el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje por debajo del 45 por ciento, en las rocas ultramáficas, y un porcentaje por encima del 70 por ciento, en las rocas félsicas (Figura 4.5). El porcentaje de sílice de las rocas ígneas varía en realidad de una manera sistemática, que es paralela a la abundancia de los otros elementos. Por ejemplo, rocas con contenido comparativamente bajo en sílice contienen cantidades grandes de hierro, magnesio y calcio. Por el contrario, rocas con elevado contenido en sílice contienen cantidades muy pequeñas de estos elementos y, en cambio, están enriquecidas en sodio y potasio. Por consiguiente, la composición química de una roca ígnea puede deducirse directamente de su contenido en sílice.

Además, la cantidad de sílice presente en un magma condiciona en gran medida su comportamiento. El magma granítico, que tiene un contenido elevado en sílice, es bastante viscoso (pegajoso) a temperaturas de tan solo 700 °C. Por otro lado, los magmas basálticos tienen bajo contenido en sílice y generalmente son más fluidos. Además, los magmas basálticos cristalizan a temperaturas superiores que los magmas graníticos y son completamente sólidos cuando se enfrían a 1.000 °C.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

A veces he oído describir como «graníticas» a algunas rocas ígneas. ¿Todas las rocas graníticas son granito?

Técnicamente no. El verdadero granito es una roca intrusiva de grano grueso con un determinado porcentaje de minerales clave, principalmente cuarzo de color claro y feldespato, con otros minerales oscuros secundarios. Sin embargo, entre los geólogos se ha convertido en algo habitual aplicar el término granito a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente por minerales silicatados de color claro. Además, algunas rocas se pulen y se venden como granito para encimeras o como losas, cuando, además de no ser granito, ¡ni siquiera son rocas ígneas!

En resumen, las rocas ígneas pueden dividirse grosso modo en grupos de acuerdo con las proporciones de minerales claros y oscuros que contengan. Las rocas graníticas (félsicas), que están casi totalmente compuestas por los minerales claros cuarzo y feldespato, se encuentran en un extremo del espectro composicional (Figura 4.5). Las rocas basálticas (máficas), que contienen abundantes silicatos oscuros además de plagioclasa, forman el otro grupo principal de rocas ígneas de la corteza terrestre. Entre estos grupos se encuentran las rocas con una composición intermedia (andesítica), mientras que las rocas ultramáficas, que no contienen minerales claros, se sitúan en el extremo opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas.

Denominación de las rocas ígneas



Rocas ígneas
▼ Denominación de las rocas ígneas

Como indicamos anteriormente, las rocas ígneas son clasificadas, o agrupadas, en función de su textura y de su composición mineral (Figura 4.6). Las diferentes texturas ígneas son consecuencia fundamentalmente de distintas historias de enfriamiento, mientras que la composición mineral lógica de una roca ígnea es consecuencia del contenido químico de su magma primario (*véase* Recuadro 4.2). Dado que las rocas ígneas se clasifican en función de



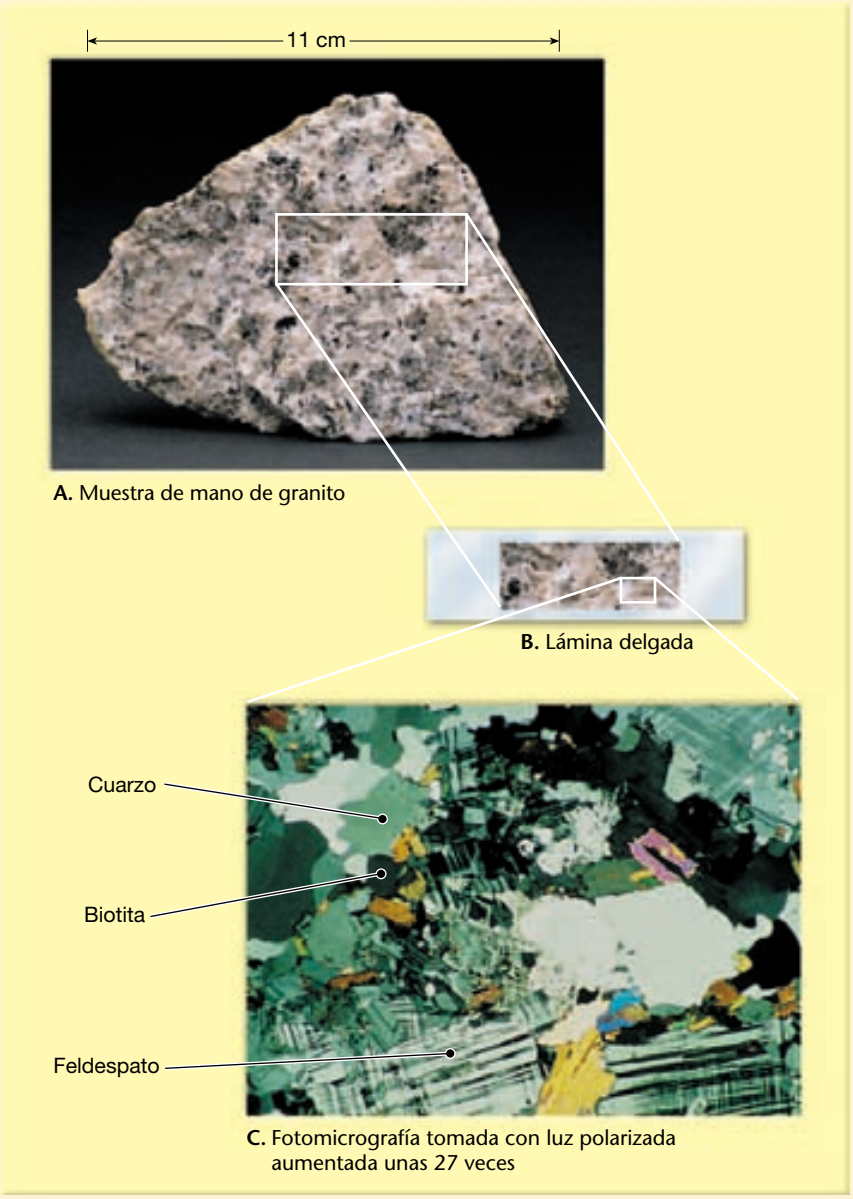
Recuadro 4.2 ▶ Entender la Tierra

Láminas delgadas e identificación de las rocas

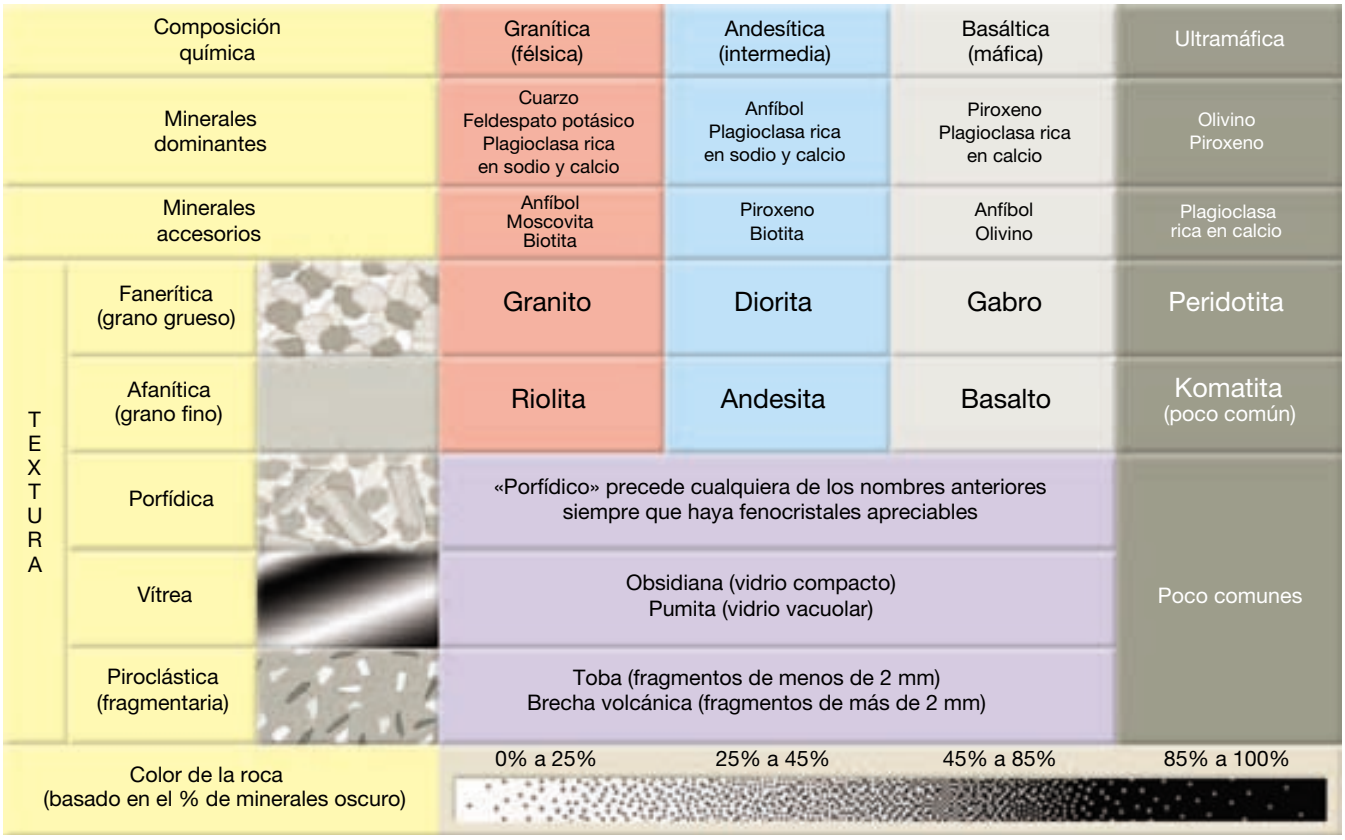
Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura. Cuando analizan las muestras, los geólogos las examinan de cerca para identificar los minerales presentes y determinar el tamaño y la disposición de los cristales. Si esto ocurre en el campo, los geólogos utilizan técnicas *megascópicas* para estudiar las rocas. Las características megascópicas de las rocas son los rasgos que pueden determinarse a simple vista o utilizando una lupa de poco aumento (×10). Cuando resulta práctico hacerlo así, los geólogos recogen muestras de mano que pueden llevarse al laboratorio, donde pueden emplear métodos *microscópicos* o de gran aumento. El examen microscópico es importante para identificar los minerales, así como los rasgos texturales que son demasiado pequeños para verse a simple vista.

Dado que la mayoría de las rocas no son transparentes, el trabajo microscópico precisa la preparación de un corte muy delgado de la roca conocido como *lámina delgada* (Figura 4.A). En primer lugar, se utiliza una sierra con diamantes en su hoja para cortar una lámina fina de la muestra. A continuación, un lado de la lámina se pule utilizando polvo de pulir y luego se pega a un portaobjetos para microscopio. Una vez que la muestra montada está firmemente sujeta, el otro lado es pulido hasta un grosor de unos 0,03 milímetros. Cuando una sección de roca es de este grosor, suele ser transparente. No obstante, algunos minerales metálicos, como la pirita y la magnetita, siguen siendo opacos.

Una vez hechas, las secciones delgadas se examinan bajo un microscopio, especialmente diseñado, denominado *microscopio de polarización*. Dicho instrumento tiene una fuente de luz debajo de la platina, de manera que la luz puede transmitirse hacia arriba a través de la lámina delgada. Dado que los minerales tienen estructuras cristalinas que influyen en la luz polarizada de una manera medible, este procedimiento permite identificar hasta los componentes menores de una roca. El apartado C de la Figura 4.A es una microfotografía (fotografía tomada con un microscopio) de una lámina delgada de granito mostrada bajo luz polarizada. Los constituyentes minerales se identifican por sus peculiares propiedades ópticas. Además de ayudar al estudio de las rocas ígneas, las técnicas microscópicas se utilizan con gran éxito en el análisis de las rocas sedimentarias y metamórficas.



▲ **Figura 4.A** Las secciones o láminas delgadas son muy útiles en la identificación de los componentes minerales de las rocas. **A.** A partir de la muestra de mano se corta una porción plana mediante una sierra de diamante. **B.** Esta porción se pega a un portaobjetos siendo sometida a desbaste hasta hacerse transparente a la luz (aproximadamente 0,03 mm de grosor). Esta porción muy fina de roca se denomina sección o lámina delgada. **C.** Lámina delgada de granito observada con luz polarizada. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 4.6** Clasificación de los principales grupos de rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como pequeños plutones. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior.

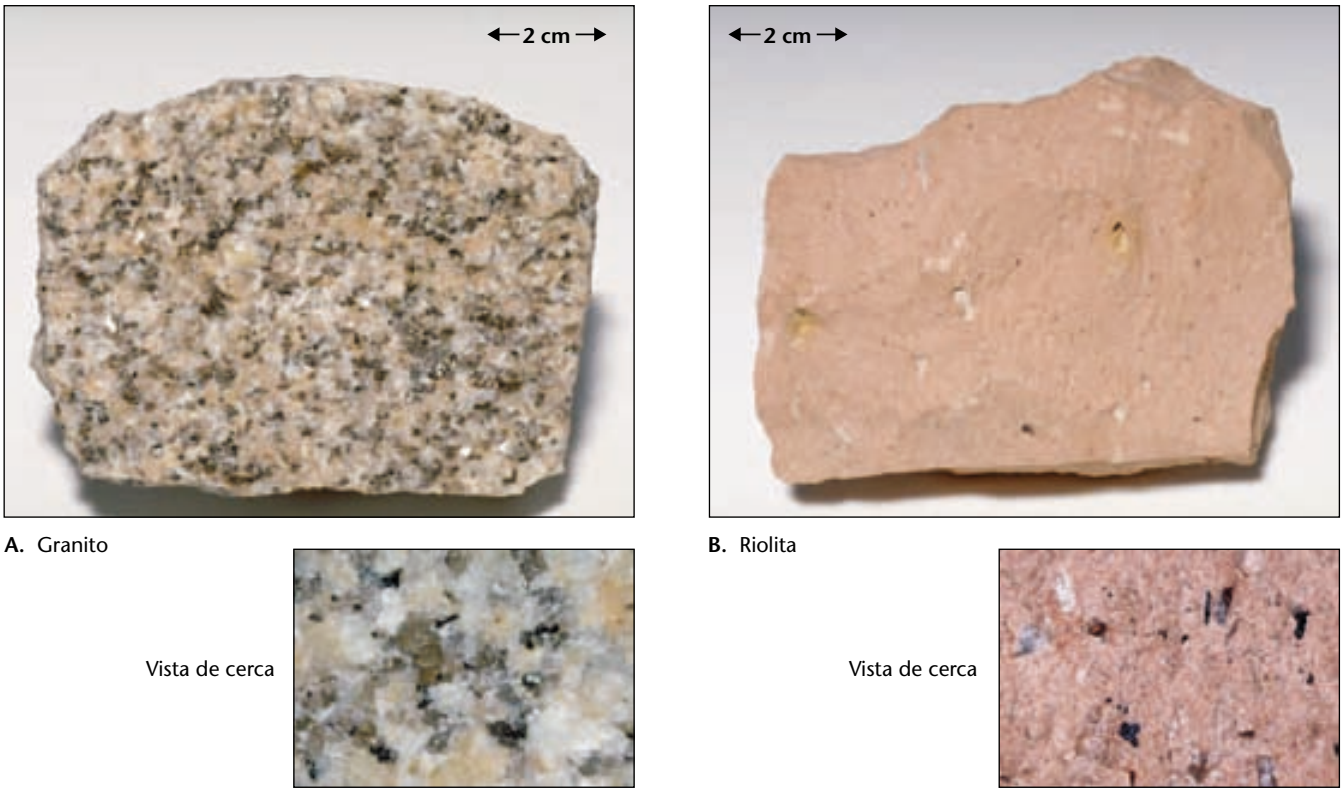
su composición mineral y de su textura, dos rocas pueden tener los mismos constituyentes minerales pero diferentes texturas y, por consiguiente, nombres diferentes. Por ejemplo, el *granito*, una roca plutónica de grano grueso, tiene un equivalente volcánico de grano fino denominado *riolita*. Aunque estas rocas son mineralógicamente idénticas, tienen texturas diferentes y no tienen en absoluto la misma apariencia (Figura 4.7).

Rocas félsicas (graníticas)

Granito. El *granito* es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 4.7A). Esto se debe en parte a su belleza natural, que se intensifica cuando se pule, y en parte a su abundancia en la corteza continental. Las losas de granito pulido se utilizan habitualmente para las tumbas y los monumentos y como piedras de construcción. Son zonas bien conocidas de Estados Unidos de donde se extrae el granito, entre otras, Barre, Vermont; el monte Airy, Carolina del Norte, y Saint Cloud, Minnesota.

El granito es una roca fanerítica compuesta por alrededor del 25 por ciento de cuarzo y aproximadamente el 65 por ciento de feldespato, principalmente las variedades ricas en potasio y sodio. Los cristales de cuarzo, de forma aproximadamente esférica, suelen ser vítreos y de color claro a gris claro. Por el contrario, los cristales de feldespato no son vítreos, tienen un color generalmente de blanco a gris o rosa salmón, y exhiben una forma rectangular más que esférica. Cuando el feldespato potásico domina y es de color rosa oscuro, el granito es casi rojizo. Esta variedad es popular como piedra de construcción. Sin embargo, los granos de feldespato suelen ser de color blanco a gris, de modo que cuando se mezclan con cantidades menores de silicatos oscuros, el granito parece tener un color gris claro.

Otros constituyentes menores del granito son la moscovita y algunos silicatos oscuros, en particular la biotita y el anfíbol. Aunque los componentes oscuros constituyen generalmente menos del 10 por ciento de la mayor parte de los granitos, los minerales oscuros destacan más de lo que indicaría su porcentaje.



▲ **Figura 4.7** **A.** Granito, una de las rocas ígneas faneríticas más comunes. **B.** Las riolitas, el equivalente afanítico del granito son menos abundantes. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

El granito puede tener también una textura porfídica. Estos tipos contienen cristales de feldespato de un centímetro o más de longitud que están repartidos entre la matriz de grano grueso de cuarzo y anfíbol.

El granito y otras rocas cristalinas relacionadas suelen ser productos secundarios de la formación de montañas. Dado que el granito es muy resistente a la meteorización, frecuentemente forma el núcleo de montañas erosionadas. Por ejemplo, Pikes Peak de las Montañas Rocosas, el monte Rushmore en las Colinas Negras y las montañas blancas de New Hampshire, la Stone Mountain en Georgia y el parque nacional Yosemite en Sierra Nevada son áreas donde afloran grandes cantidades de granito.

El granito es una roca muy abundante. Sin embargo, se ha convertido en una práctica común entre los geólogos aplicar el término *granito* a cualquier roca de silicatos claros que contenga cuarzo. Continuaremos con esta práctica en virtud de la sencillez. Debe tenerse en cuenta que este uso del término *granito* abarca rocas que tienen un espectro de composiciones más amplio.

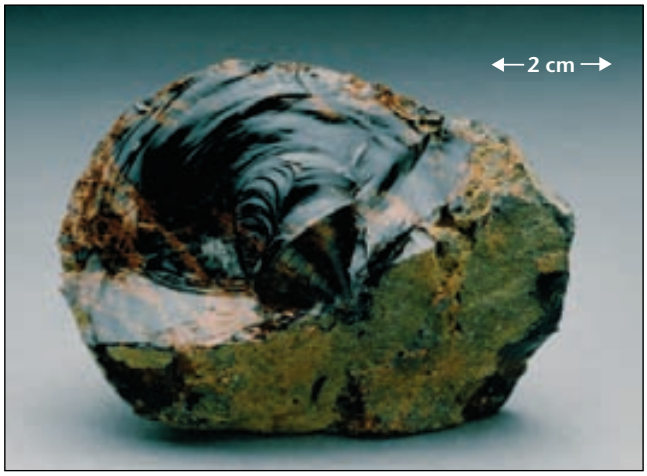
Riolita. La *riolita* es el equivalente extrusivo del granito y, como el granito, está esencialmente compuesta por silicatos claros (Figura 4.7B). Este hecho explica su color, que suele ser de marrón claro a rosa o, a veces, un gris muy claro. La riolita es afanítica y contiene frecuentemente fragmentos vítreos y huecos que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. Cuando la riolita contiene fenocristales, son normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespato potásico. Al contrario que el granito, que está muy distribuido como grandes masas plutónicas, los depósitos de riolita son menos frecuentes y, en general, menos voluminosos. El parque Yellowstone es una excepción bien conocida. Aquí, los depósitos de lavas riolíticas y los de cenizas de composición similar son extensos.

Obsidiana. La *obsidiana* es una roca vítrea de color oscuro que normalmente se forma cuando lava rica en sílice se enfría rápidamente (Figura 4.8). Al contrario que en los minerales donde hay una disposición ordenada de los iones, en el *vidrio, los iones están desordenados.* Por consiguiente, las rocas vítreas como la obsidiana no están compuestas por minerales en el sentido estricto.

Aunque normalmente de color negro o marrón rojizo, la obsidiana tiene un elevado contenido en sílice (Figura 4.8). Por tanto, su composición es más parecida a la de las rocas ígneas claras, como el granito, que a las rocas oscuras de composición basáltica. Por sí misma, la sílice es clara como el cristal de las ventanas; el color oscuro es



A. Colada de obsidiana



B. Muestra de mano de una obsidiana

◀ **Figura 4.8** La obsidiana es una roca vítrea de color oscuro formada a partir de lava rica en sílice. La imagen A muestra la base de un domo de lava al sur del lago Mono, California. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

consecuencia de la presencia de iones metálicos. Si examinamos un borde delgado de un fragmento de obsidiana, será casi transparente. Debido a su excelente fractura concoide y a su capacidad para conservar un borde duro y cortante, la obsidiana fue un material preciado con el cual los nativos americanos elaboraron puntas de flecha y útiles cortantes.

Pumita. La *pumita* es una roca volcánica que, como la obsidiana, tiene textura vítrea. Normalmente asociada con la obsidiana, la pumita se forma cuando grandes cantidades de gases escapan a través de la lava para generar una masa gris y porosa (Figura 4.9). En algunas muestras, los agujeros son bastante evidentes, mientras que en otros, la pumita recuerda a fragmentos finos de cristal entretejido. Debido al gran porcentaje de huecos, muchas muestras de pumita flotarán cuando se las coloque en agua. A veces, en las pumitas se ven estructuras de flujo, que indican que hubo algún movimiento antes de que se completara la solidificación. Además, la pumita y la obsidiana pueden encontrarse a menudo en la misma masa rocosa, alternando en capas.



▲ **Figura 4.9** Pumita, una roca vítrea que contiene numerosas vesículas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Dijo que los nativos americanos utilizaban la obsidiana para hacer puntas de flecha y utensilios cortantes. ¿Es el único material que utilizaron?

No. Los nativos americanos utilizaban cualquier material del que dispusieran en su zona para hacer herramientas, incluido cualquier material rocoso compacto y duro que pudiera ser moldeado. Eso incluye materiales como las rocas metamórficas pizarra y cuarcita, depósitos sedimentarios formados por sílice llamados jaspe, distintas variedades de cuarzo, ópalo, sílex e incluso jade. Algunos de estos depósitos tienen una distribución geográfica limitada y en la actualidad pueden ayudar a los antropólogos a reconstruir las rutas comerciales entre los diferentes grupos de indios.

Rocas intermedias (andesíticas)

Andesita. La *andesita* es una roca de color gris medio, de grano fino y de origen volcánico. Su nombre procede de los Andes de América del Sur, donde numerosos volcanes están formados por este tipo de roca. Además de los volcanes de los Andes, muchas de las estructuras volcánicas que rodean el océano Pacífico son de composición andesítica. La andesita muestra frecuentemente una textura porfídica (Figura 4.10). Cuando éste es el caso, los fenocristales suelen ser cristales claros y rectangulares de plagioclasa o cristales negros y alargados de anfíbol. La andesita se parece a menudo a la riolita, de modo que su identificación suele requerir el examen microscópico para verificar la abundancia, o la falta, de cristales de cuarzo. La andesita contiene cantidades pequeñas de cuarzo, mientras que la riolita está compuesta de aproximadamente un 25 por ciento de cuarzo.

Diorita. La *diorita* es el equivalente plutónico de la andesita. Es una roca intrusiva de grano grueso que tiene un aspecto similar al granito gris. Sin embargo, puede distinguirse del granito por la ausencia de cristales de cuarzo visibles y porque contiene un porcentaje más elevado de silicatos oscuros. La composición mineral de la diorita es fundamentalmente plagioclasa rica en sodio y anfíbol, con cantidades menores de biotita. Debido a que los granos de feldespato de color claro y los cristales de anfíbol oscuros parecen ser aproximadamente iguales en abundancia, la diorita tiene un aspecto de «sal y pimienta» (Figura 4.11).

Rocas máficas (basálticas)

Basalto. El *basalto* es una roca volcánica de grano fino y de color verde oscuro a negro, compuesta fundamentalmente por piroxeno y plagioclasa rica en calcio con cantidades menores de olivino y anfíbol (Figura 4.12A). Cuando es porfídico, el basalto contiene comúnmente fenocristales pequeños de plagioclasa cálcica de colores claros o fenocristales de olivino de aspecto vítreo embebidos en una pasta oscura.



A. Andesita porfídica

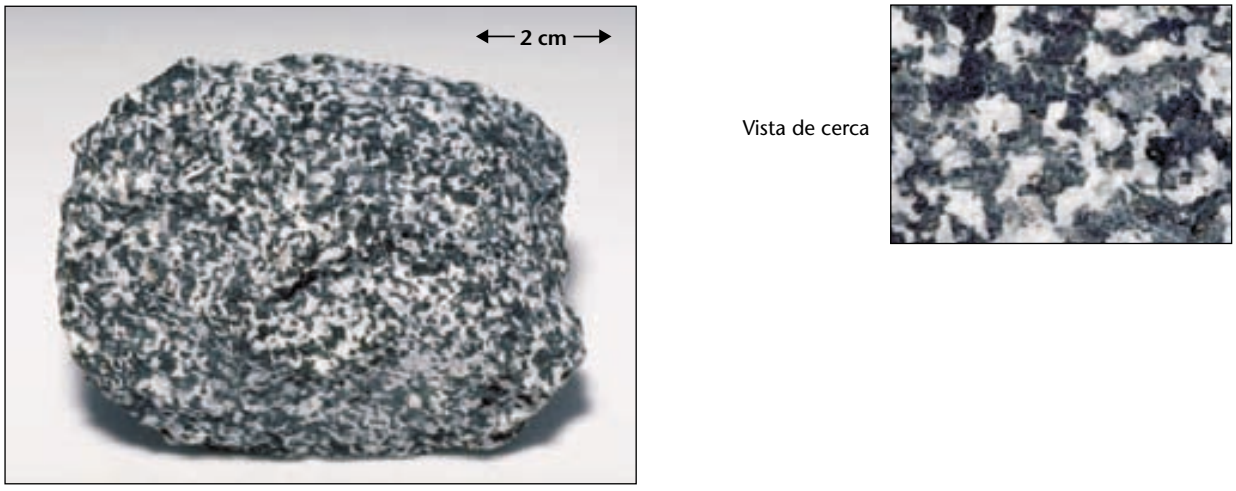


B. Vista de cerca

▲ **Figura 4.10** Andesita porfídica. **A.** Muestra de mano de un pórfido andesítico, una roca volcánica común. **B.** Microfotografía de una sección delgada de un pórfido andesítico para ver su textura. Obsérvese que unos pocos cristales grandes (fenocristales) están rodeados de cristales mucho más pequeños (matriz microgranuda). (Foto de E. J. Tarbuck.)

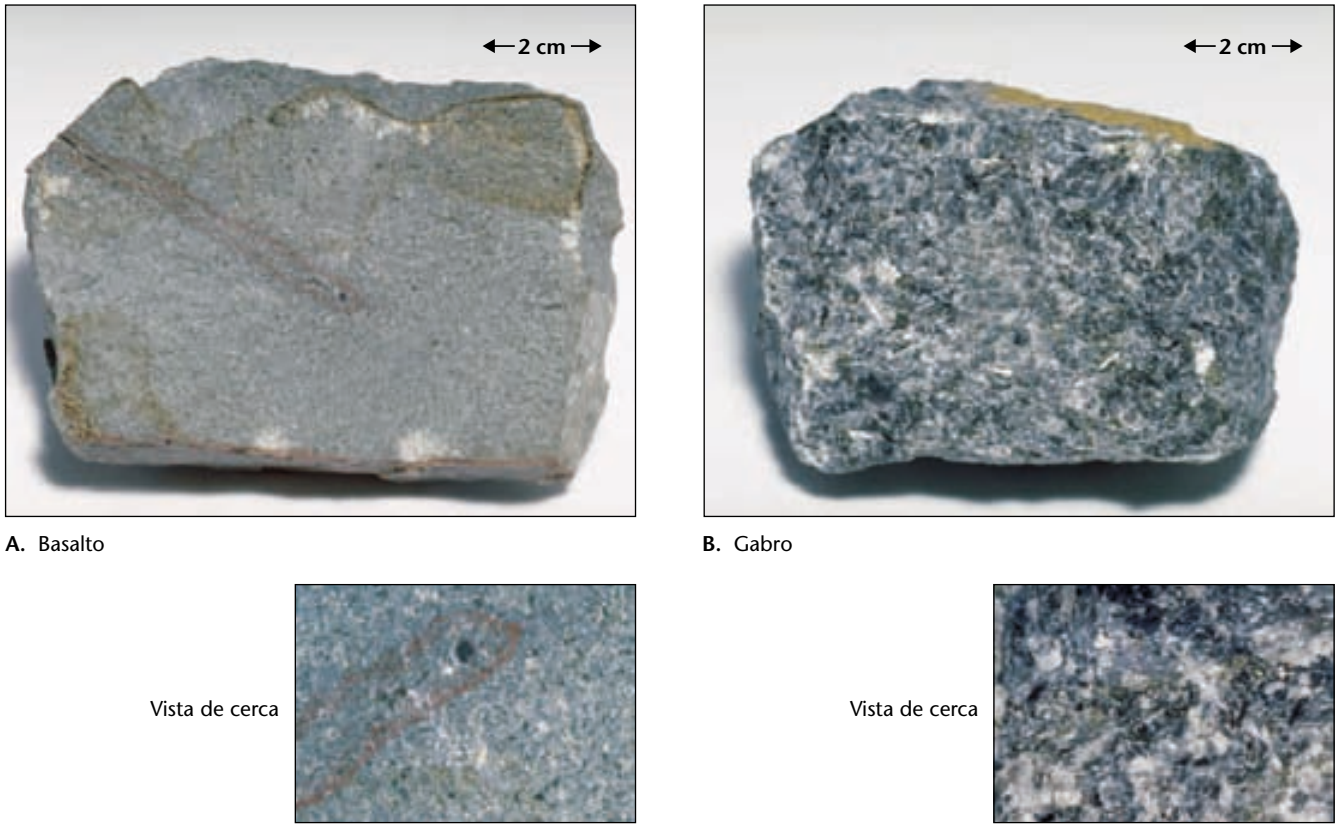
El basalto es la roca ígnea extrusiva más común (Figura 4.12). Muchas islas volcánicas, como las islas Hawaii e Islandia, están compuestas fundamentalmente de basalto. Además, las capas superiores de la corteza oceánica son de basalto. En Estados Unidos, grandes áreas de la parte central de Oregón y de Washington fueron zonas de extensas erupciones basálticas (*véase* Figura 5.14). En algunas localizaciones, esas coladas basálticas se han acumulado hasta alcanzar grosores que se aproximan a los 3 kilómetros.

Gabro. El *gabro* es el equivalente intrusivo del basalto (Figura 4.12B). Como el basalto, es de color verde muy oscuro a negro y está compuesto fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. Aunque el gabro



▲ **Figura 4.11** La diorita es una roca ígnea fanerítica de composición intermedia. Los cristales blancos son plagioclasa y los cristales negros son anfíbol y biotita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

no es un constituyente común de la corteza continental, indudablemente constituye un porcentaje significativo de la corteza oceánica. Aquí, grandes proporciones del magma que formó los depósitos subterráneos que una vez alimentaron las erupciones basálticas acabaron por solidificar en profundidad, formando gabros.



A. Basalto **B.** Gabro

▲ **Figura 4.12** Estas rocas máficas de color oscuro están compuestas fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. **A.** El basalto es una roca afanítica y una roca extrusiva muy común. **B.** El gabro, el equivalente fanerítico del basalto, es menos abundante. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En la ferretería, vi una barbacoa con material que el dependiente llamó «roca de lava». ¿Se trata realmente de una roca volcánica?

No sólo encuentra «roca de lava» en su ferretería, sino también en los comercios de bricolaje para utilizarla como material de construcción y paisajismo y se suele encontrar en las tiendas con productos para acuarios. Los geólogos dan a este material el nombre de *escoria*, que es una roca máfica roja u oscura caracterizada por una textura vesicular (llena de agujeros). También se denomina *ceniza volcánica*. En las barbacoas de gas, la roca de lava se utiliza para absorber y reirradiar el calor para garantizar la cocción uniforme.

Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos expulsados durante una erupción volcánica. Una de las rocas piroclásticas más comunes, denominada *toba*, se compone fundamentalmente de diminutos fragmentos del tamaño de cenizas que se cementaron después de su caída. En situaciones donde las partículas de cenizas permanecieron lo suficientemente calientes como para fundirse, la roca se denomina *toba soldada*. Aunque las tobas soldadas son fundamentalmente diminutos copos vítreos, pueden contener fragmentos de pumita del tamaño de una nuez y otros fragmentos de roca.

Las tobas soldadas cubren enormes regiones del occidente de Estados Unidos que fueron volcánicamente activas en el pasado. Algunos de esos depósitos de toba tienen grosores de centenares de metros y se extienden a lo largo de decenas de kilómetros desde su origen. La mayoría se formó hace millones de años conforme las cenizas volcánicas arrojadas de grandes estructuras volcánicas (calderas) en forma de avalanchas, se expandieron lateralmente a velocidades de aproximadamente 100 kilómetros por hora. Los primeros investigadores de esos depósitos los clasificaron, de manera incorrecta, como coladas de riolitas. En la actualidad, sabemos que esta lava rica en sílice es demasiado viscosa (pegajosa) para fluir más allá de unos pocos kilómetros desde la chimenea volcánica.

Las rocas piroclásticas compuestas fundamentalmente por partículas de tamaño mayor que la ceniza se denominan *brechas volcánicas*. En las brechas volcánicas, las partículas pueden consistir en fragmentos con perfil aerodinámico que se solidificaron en el aire, bloques procedentes de las paredes de la chimenea, cristales y fragmentos vítreos.

A diferencia de algunos nombres de rocas ígneas, como el granito y el basalto, los términos *toba* y *brecha volcánica* no indican composición mineral. Por tanto, suelen utilizarse a menudo con un calificador, por ejemplo, toba riolítica.

Origen de los magmas

Aunque algunos magmas exhiben pruebas de al menos algunos componentes derivados de la fusión de las rocas de la corteza, hoy los geólogos están seguros de que la mayor parte de los magmas se genera por la fusión del manto terrestre. También está claro que la tectónica de placas desempeña un papel importante en la generación de la mayor parte del magma. La mayor cantidad de actividad ígnea tiene lugar en los límites de placa divergentes en asociación con la expansión del fondo oceánico. También se producen cantidades sustanciales de magma en las zonas de subducción en las que la litosfera oceánica desciende al manto. El magma generado allí contiene componentes del manto, así como corteza y sedimentos subducidos. Además, parece que algunos magmas se generan en las profundidades del manto, donde no recibe la influencia directa de los movimientos de placas.

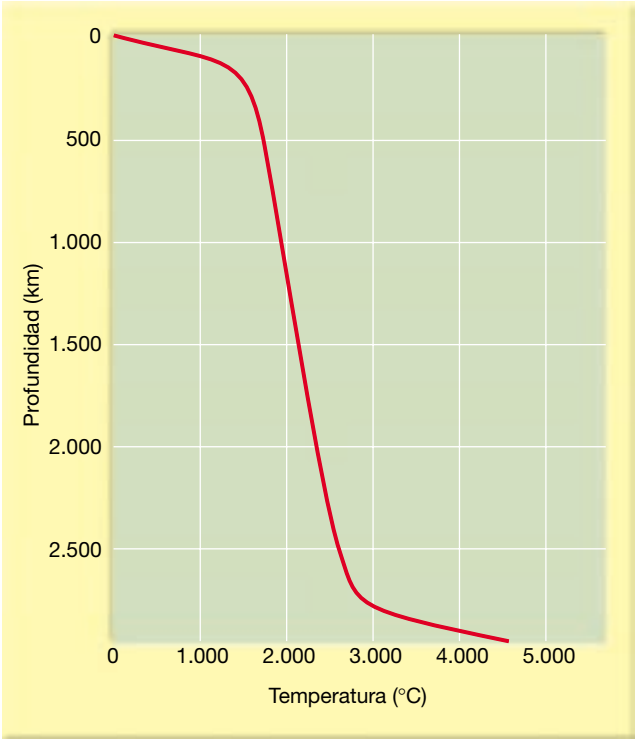
Generación de magmas a partir de roca sólida

En función de las pruebas científicas disponibles, *la corteza y el manto terrestres están compuestos fundamentalmente de rocas sólidas, no fundidas.* Aunque el núcleo externo es fluido, está formado por un material rico en hierro, muy denso y que está situado a bastante profundidad dentro de la Tierra. Así pues ¿cuál es el origen de los magmas que producen la actividad ígnea?

Los geólogos proponen que la mayor parte de los magmas se originan cuando se funden rocas esencialmente sólidas, localizadas en la corteza y el manto superior. La forma más obvia para generar magma a partir de roca sólida consiste en elevar la temperatura por encima del punto de fusión de la roca.

Papel del calor. ¿Qué fuente de calor es suficiente para fundir las rocas? Los trabajadores de las minas subterráneas saben que la temperatura aumenta con la profundidad. Aunque la velocidad con que aumenta la temperatura varía de un lugar a otro, en la corteza superior *oscila* entre 20 y 30 °C por kilómetro. El cambio de la temperatura con la profundidad se conoce como **gradiente geotérmico** (Figura 4.13). Los cálculos indican que la temperatura a 100 kilómetros de profundidad oscila entre 1.200 y 1.400 °C*. A estas elevadas temperaturas, las rocas

* Trataremos las fuentes de calor para el gradiente geotérmico en el Capítulo 12.



▲ **Figura 4.13** Este gráfico muestra la distribución de temperaturas calculadas para el manto y la corteza. Obsérvese que la temperatura aumenta significativamente desde la superficie hasta la base de la litosfera y que el gradiente de temperatura (ritmo de cambio) es mucho menor en el manto. Dado que la diferencia de temperatura entre la parte superior y la inferior del manto es relativamente pequeña, los geólogos deducen que debe producirse en él un flujo convectivo lento (el material caliente asciende y el manto frío desciende).

de la corteza inferior y del manto superior están próximas a sus puntos de fusión, pero todavía están algo por debajo. Por tanto, están muy calientes pero, en esencia, todavía sólidas.

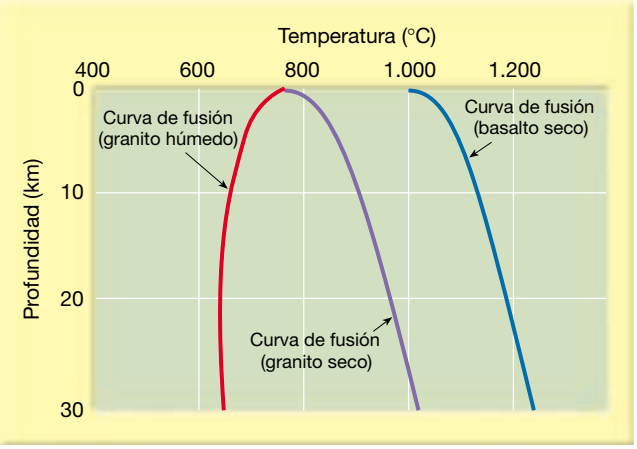
Hay varias maneras por medio de las cuales se puede generar, dentro de la corteza o el manto superior, el calor adicional suficiente para producir magma. En primer lugar, en las zonas de subducción, la fricción genera calor conforme grandes placas de corteza se deslizan unas sobre otras. En segundo lugar, las rocas de la corteza se calientan a medida que descienden hacia el manto durante la subducción. En tercer lugar, las rocas calientes del manto pueden ascender e introducirse en las rocas de la corteza. Aunque todos estos procesos generan algo de magma, las cantidades producidas son relativamente pequeñas y la distribución está muy limitada.

Como veremos, la mayor parte del magma se genera sin la adición de otra fuente de calor. Las rocas que están cerca de su punto de fusión pueden empezar a fundirse si la presión de confinamiento disminuye o si se introducen fluidos (volátiles). Ahora vamos a considerar los papeles de la presión y los volátiles en la generación de los magmas.

Papel de la presión. Si la temperatura fuera el único factor que determinara si una roca se funde o no, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por una fina capa exterior sólida. Esto, por supuesto, no es así. La razón es que la presión también aumenta con la profundidad.

La fusión, que se acompaña de un aumento de volumen, *se produce a temperaturas más altas en profundidad* debido a una mayor presión de confinamiento (Figura 4.14). O sea, un aumento de la presión de confinamiento produce un incremento de la temperatura de fusión de las rocas. A la inversa, la reducción de la presión de confinamiento reduce la temperatura de fusión de una roca. Cuando la presión de confinamiento disminuye lo suficiente, se dispara **la fusión por descompresión**. Esto puede ocurrir cuando la roca *asciende* como consecuencia de una corriente convectiva ascendente, desplazándose así a zonas de menor presión. (Recordemos que, aun cuando el manto es un *sólido*, *fluye* a velocidades muy lentas a lo largo de escalas temporales de millones de años.) Este proceso es responsable de la generación de magmas a lo largo de los límites de placa divergentes (dorsales oceánicas) donde las placas se están separando (Figura 4.15).

Papel de los volátiles. Otro factor importante que afecta a la temperatura de fusión de las rocas es su contenido en agua. El agua y otras sustancias volátiles actúan al igual que la sal para fundir el hielo. Es decir, las sustancias volátiles hacen que la roca se funda a temperaturas inferio-



▲ **Figura 4.14** Curvas idealizadas de temperatura de fusión. Estas curvas muestran las temperaturas mínimas necesarias para fundir una roca dentro de la corteza terrestre. Obsérvese que el granito y el basalto anhidros funden a temperaturas cada vez más elevadas conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, la temperatura de fusión del granito húmedo disminuye en realidad a medida que aumenta la presión de confinamiento.

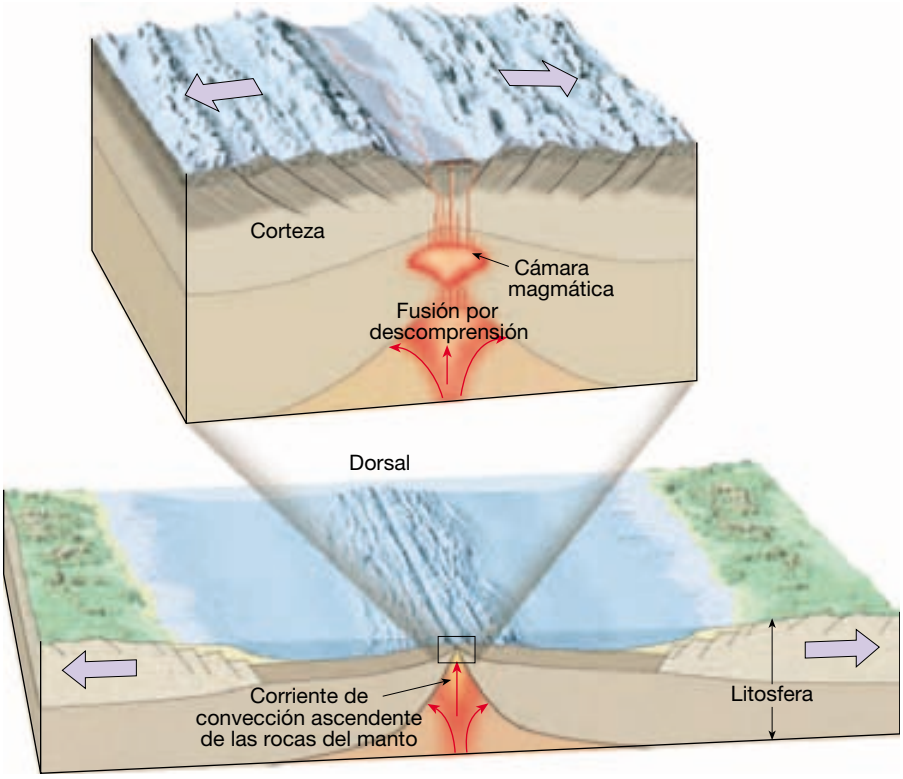


Figura 4.15 Conforme asciende una roca caliente del manto, se desplaza continuamente hacia zonas de menor presión. Esta disminución de la presión de confinamiento puede desencadenar la fusión, incluso sin calor adicional.

res. Además, el efecto de los volátiles se incrementa con el aumento de la presión. Por consiguiente, una roca «húmeda» en profundidad tiene una temperatura de fusión mucho menor que una roca «seca» de la misma composición y bajo la misma presión de confinamiento (Figura 4.14). Por consiguiente, además de la composición de una roca, su temperatura, la profundidad (presión de confinamiento) y su contenido acuoso determinan si estará en estado sólido o líquido.

Las sustancias volátiles desempeñan un papel importante en la generación de magmas en los límites de placa divergentes, donde láminas frías de litosfera oceánica descienden hacia el manto (Figura 4.16). Conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión expulsan el agua de las rocas de la corteza subducida. Estas sustancias volátiles, que son muy móviles, migran hacia el manto caliente que se encuentra por encima. Se cree que este proceso disminuye la temperatura de fusión de la

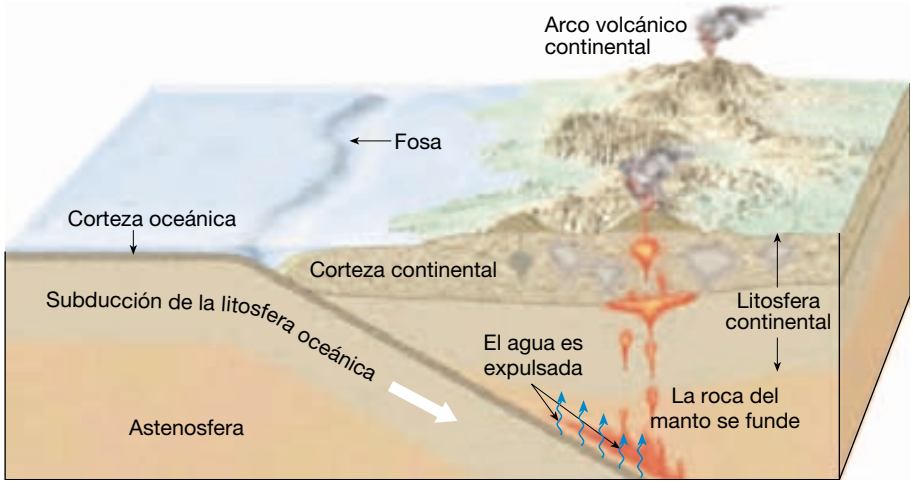


Figura 4.16 Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros compuestos volátiles desaparecen de las rocas de la corteza subducida. Estos volátiles disminuyen la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar fusión.

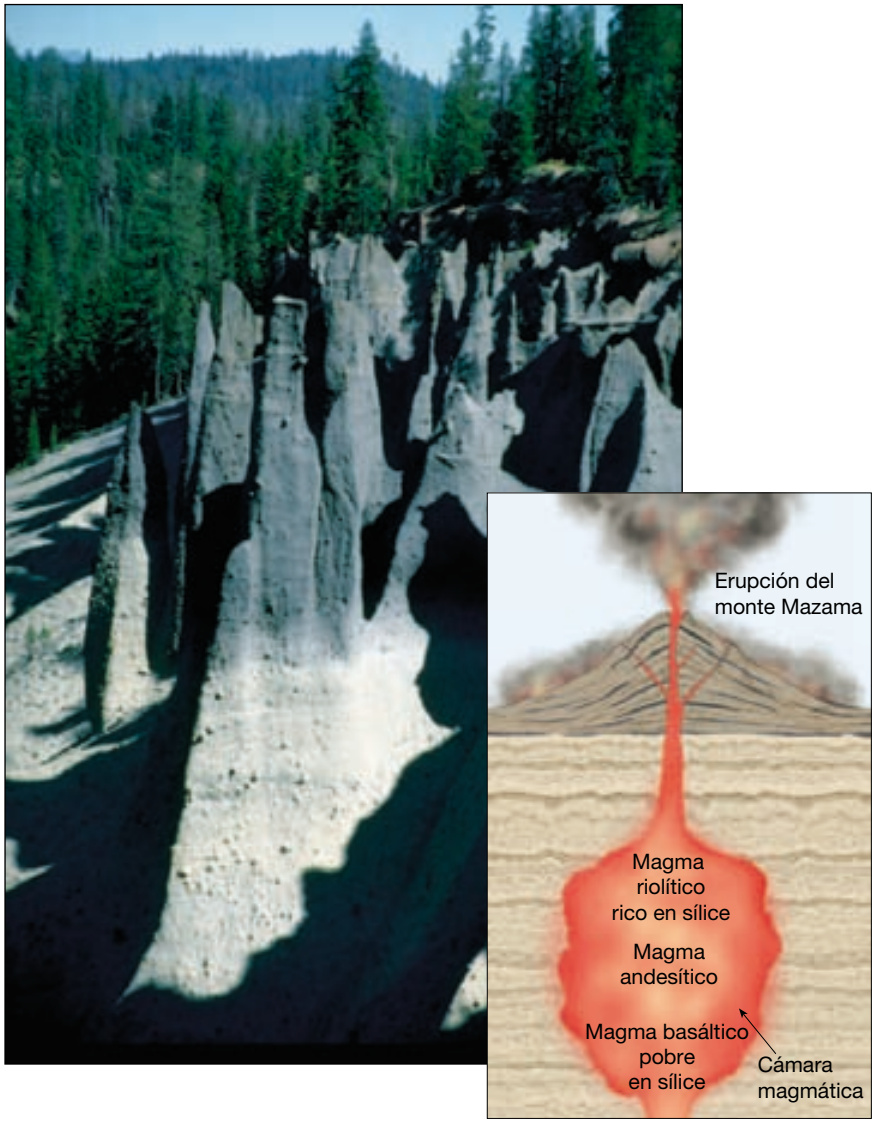
roca del manto lo suficiente como para generar algunos fundidos. Los estudios de laboratorio han demostrado que la adición de tan sólo un 0,1 por ciento de agua puede reducir el punto de fusión del basalto en hasta 100 °C.

Cuando se forme suficiente magma basáltico derivado del manto, ascenderá flotando hacia la superficie. En un ambiente continental, el magma basáltico puede «estancarse» debajo de las rocas de la corteza, que tienen una densidad menor y están muy cerca de su temperatura de fusión. Esto puede provocar algo de fusión de la corteza y la formación de magmas secundarios ricos en sílice.

En resumen, los magmas pueden generarse bajo tres tipos de condiciones: (1) por aumento de la temperatura; por ejemplo, un cuerpo magmático de una fuente profunda intruye y funde las rocas de la corteza; (2) una *disminución de la presión* (sin la adición de calor) puede causar *fusión por descompresión*, y (3) la *introducción de volátiles* (principalmente agua) puede reducir la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar magma.

Evolución de los magmas

Dado que existe una gran variedad de rocas ígneas, es lógico suponer que también debe existir una variedad igualmente grande de magmas. Sin embargo, los geólogos descubrieron que algunos volcanes pueden generar lavas que tienen composiciones bastante diferentes (Figura 4.17). Este tipo de datos les llevaron a examinar la posibilidad de que el magma pudiera cambiar (evolucio-



◀ **Figura 4.17** Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Crater Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en sílice y colores claros en la base hasta rocas de colores oscuros en la parte superior. Es probable que antes de esta erupción el magma empezara a segregarse conforme el magma rico en sílice y menos denso migraba hacia arriba en la cámara magmática. La zonación observada en las rocas se produjo porque una erupción sostenida expulsaba niveles cada vez más profundos de la cámara magmática. Por tanto, esta secuencia de rocas es una representación invertida de la zonación composicional en la cámara magmática; es decir, el magma de la parte superior de la cámara hizo erupción primero y se encuentra en la base de esos depósitos de ceniza y viceversa. (Foto de E. J. Tarbuck.)

nar) y, por tanto, llegar a ser el origen de varias rocas ígneas. Para explorar esta idea N. L. Bowen llevó a cabo una investigación pionera sobre la cristalización de los magmas en el primer cuarto del siglo XX.

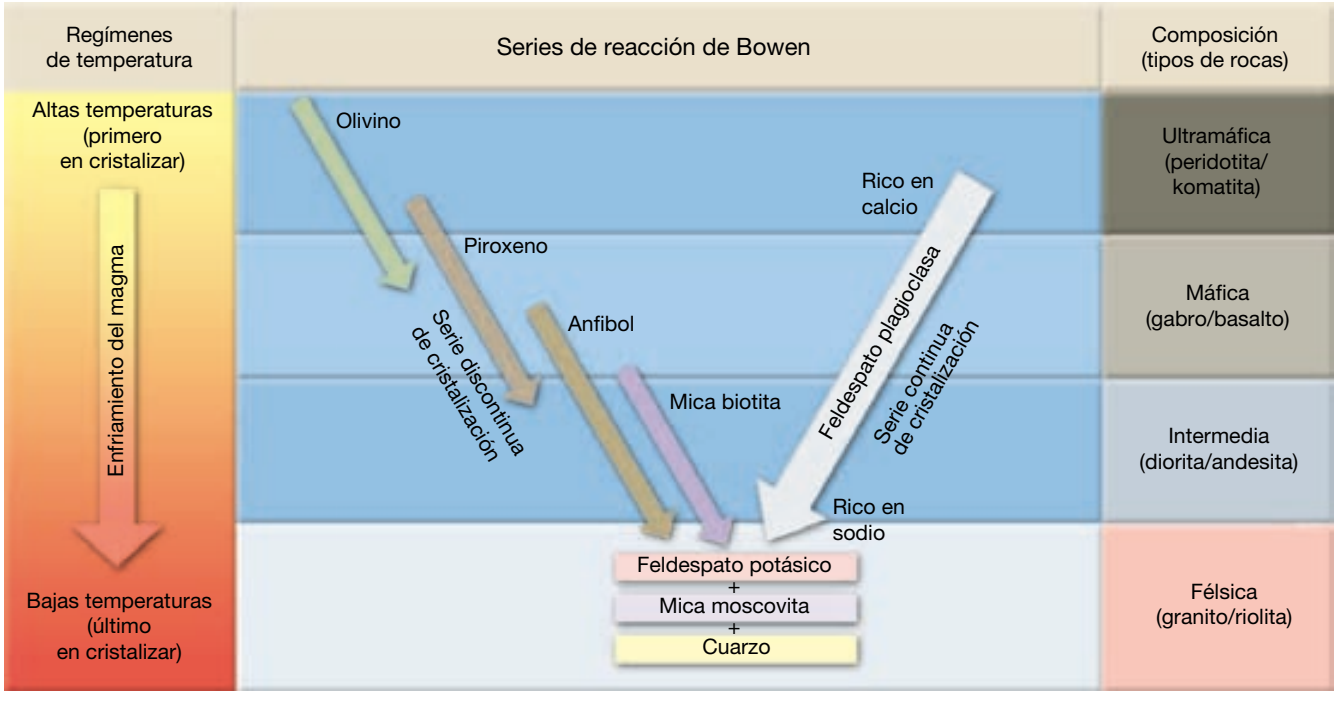
Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas

Recordemos que el hielo se congela a una única temperatura mientras que un magma cristaliza en un intervalo de al menos 200 ºC. En el laboratorio, el equipo de Bowen demostró que, conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar de una manera sistemática que está en función de sus puntos de fusión. Como se muestra en la Figura 4.18, el primer mineral que cristaliza a partir de un magma basáltico es el ferromagnesiano olivino. El enfriamiento adicional genera plagioclasa rica en calcio, así como piroxeno, y así sucesivamente según el diagrama.

Durante el proceso de cristalización, la composición de la porción líquida del magma cambia continuamente. Por ejemplo, en la etapa en la que alrededor de una tercera parte del magma se ha solidificado, el fundido carecerá casi por completo de hierro, magnesio y calcio porque esos elementos son constituyentes de los minerales que se formaron primero. La eliminación de esos elementos del fundido hará que se enriquezca en sodio y potasio. Además, dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene sólo alrededor del 40 por ciento de sílice, deja el fundido restante más rico en SiO_2. Por tanto, el componente sílice del fundido también se enriquece conforme evoluciona el magma.

Bowen demostró también que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionarán químicamente y evolucionarán al siguiente mineral de la secuencia mostrada en la Figura 4.18. Por esta razón, esta disposición de minerales llegó a ser conocida como **serie de reacción de Bowen** (Recuadro 4.3). Como comentaremos más adelante, en algunos ambientes naturales los minerales formados en primer lugar suelen separarse del fundido, interrumpiendo así cualquier reacción química ulterior.

El diagrama de la serie de reacción de Bowen de la Figura 4.18 describe la secuencia de cristalización de los minerales a partir del magma de una composición media en condiciones de laboratorio. Pruebas de que este modelo de cristalización tan idealizado se aproxima a lo que puede ocurrir en la naturaleza proceden del análisis de las rocas ígneas. En particular, encontramos que los minerales que se forman bajo el mismo régimen de temperaturas general en la serie de reacción de Bowen se encuentran juntos en las rocas ígneas. Por ejemplo, nótese en la Figura 4.18 que los minerales cuarzo, feldespato



▲ **Figura 4.18** La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma. Compare esta figura con la composición mineral de los grupos de rocas de la Figura 4.6. Obsérvese que cada grupo de rocas está definido por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas.



Recuadro 4.3 ▶ Entender la Tierra

Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen

Aunque muy idealizada, la serie de reacción de Bowen nos proporciona una representación visual del orden en el que los minerales cristalizan a partir de un magma de composición media (*véase* Figura 4.18). Este modelo supone que el magma se enfría lentamente en profundidad en un ambiente por lo demás inalterable. Nótese que la serie de reacción de Bowen se divide en dos ramas: una serie discontinua y una serie continua.

Serie de reacción discontinua. La rama superior izquierda de la serie de reacción de Bowen indica que, conforme un magma se enfría, el primer mineral que cristaliza es el olivino. Una vez formado, el olivino reaccionará químicamente con el fundido restante para formar piroxeno (Figura 4.18). En esta reacción, el olivino, que está compuesto por tetraedros de sílice-oxígeno aislados, incorpora más sílice en su estructura, de forma que sus tetraedros forman estructuras en cadena características de los piroxenos. (Nota: los piroxenos tienen una temperatura de cristalización más baja que el olivino y son más estables a temperaturas bajas.) Conforme el cuerpo magmático se enfría más, los cristales de piroxeno reaccionarán a su vez con el fundido para generar estructuras de cadena doble típicas de los anfíboles. Esta reacción continuará hasta que se forme el último mineral de la serie, la biotita. En la naturaleza, estas reacciones no suelen transcurrir hasta completarse, de manera que pueden existir diversas cantidades de cada uno de esos minerales en cualquier momento dado, y algunos de esos minerales, como la biotita, quizá no se formen nunca.

Esta parte de la serie de reacción de Bowen se denomina *serie de reacción discontinua* porque en cada etapa se forma un silicato con distinta estructura. El olivino, el primer mineral de la secuencia en formarse, está compuesto por tetraedros aislados, mientras que el piroxeno está compuesto por cadenas sencillas, el anfíbol por cadenas dobles y la biotita por estructuras laminares.

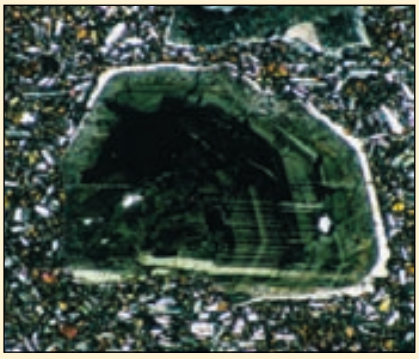
Serie de reacción continua. La rama derecha de la serie de reacción, denominada la *serie de reacción continua*, muestra que los cristales de plagioclasa rica en calcio reaccionan con los iones sodio en el fundido para enriquecerse progresivamente en ellos (*véase* Figura 4.18). Aquí los iones sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina. A menudo, la velocidad de enfriamiento ocurre con la suficiente rapidez como para impedir una sustitución completa de los iones calcio por los iones sodio. En esos casos, los cristales de feldespato tendrán interiores ricos en calcio rodeados por zonas progresivamente más ricas en sodio (Figura 4.B).

Durante la última etapa de la cristalización, después de que se haya solidificado gran parte del magma, se forma el feldespato potásico. (Se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas que cristalizan a profundidades considerables.) Por último, si el magma remanente tiene exceso de sílice, se formará el cuarzo.

Prueba de la serie de reacción de Bowen. Durante una erupción del volcán hawaiiano Kilauea en 1965, se vertió lava basáltica en el orificio de un cráter, formando un lago de lava que se convirtió en un laboratorio natural para probar la serie de reacción de Bowen. Cuando la superficie del lago de lava se enfrió lo bastante como para formar una corteza, los geólogos perforaron hacia el magma y extrajeron con periodicidad muestras que se templaron para conservar el fundido y los minerales que crecían en su interior. Mediante el muestreo de la lava en los estadios sucesivos del enfriamiento, se registró una historia de la cristalización.

Como la serie de reacción predice, el olivino cristalizó inicialmente, pero después dejó de formarse y fue parcialmente reabsorbido en el fundido que se enfriaba. (En un cuerpo magmático más grande que se enfriaba más despacio, cabría esperar que la mayor parte del olivino, si no todo, reaccionaría con el fundido y se convertiría en piroxeno.) Lo que es más importante es que la composición del fundido cambió en el curso de la cristalización. A diferencia de la lava basáltica original, que contenía alrededor del 50 por ciento de sílice (SiO_2), el fundido final contenía más del 75 por ciento de sílice y tenía una composición similar al granito.

Aunque la lava en este ambiente se enfriaba rápidamente en comparación con las velocidades observadas en las cámaras magmáticas profundas, lo hacía con suficiente lentitud como para verificar que los minerales cristalizan de una manera sistemática que más o menos va paralela a la serie de reacción de Bowen. Además, si el fundido se hubiera separado en cualquier estadio en el proceso de enfriamiento, habría formado una roca con una composición muy diferente de la lava original.



◀ **Figura 4.B** Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa dividido en zonas. Después de la solidificación de este cristal (compuesto por feldespato rico en calcio), un enfriamiento ulterior provocaría que los iones sodio desplazaran los iones calcio. Dado que no se completó la sustitución, este cristal de feldespato tiene un interior rico en calcio rodeado por zonas progresivamente más ricas en sodio. (Foto de E. J. Tarbuck.)

potásico y moscovita, que están localizados en la misma región del diagrama de Bowen, suelen encontrarse juntos como constituyentes principales de la roca ígnea plutónica *granito*.

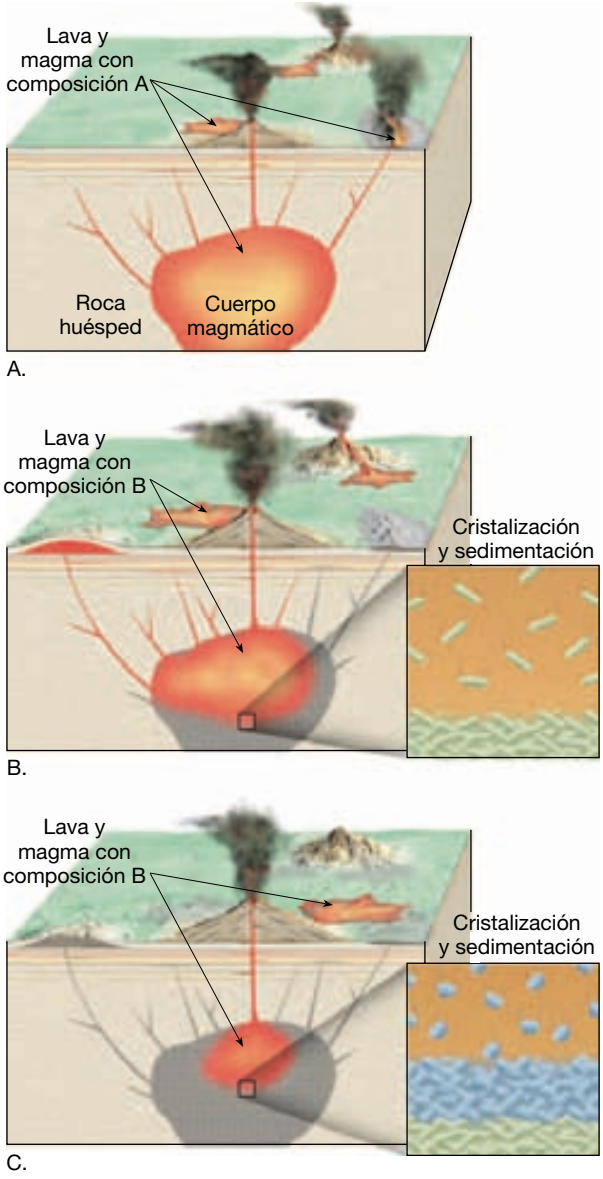
Diferenciación magmática. Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir del magma de una manera sistemática. Pero, ¿cómo explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o en más etapas durante la cristalización, puede producirse la separación de los componentes sólido y líquido de un magma. Un ejemplo es la denominada **sedimentación cristalina.** Este proceso ocurre si los minerales formados en primer lugar son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hacia el fondo de la cámara magmática, como se muestra en la Figura 4.19. Cuando la colada restante se solidifica (ya sea en el lugar donde se encuentra o en otra localización si migra a través de las fracturas de las rocas circundantes), formará una roca con una composición química muy diferente del magma inicial (Figura 4.19). La formación de uno o más magmas secundarios a partir de un solo magma inicial se denomina **diferenciación magmática.**

Un ejemplo clásico de diferenciación magmática es el que se encuentra en el Sill de Palisades (Estados Unidos), que es una masa tabular de 300 metros de grosor de roca ígnea oscura, que aflora a lo largo del margen occidental del río Hudson en su curso inferior. Debido a su gran grosor y lenta velocidad de solidificación posterior, los cristales de olivino (el primer mineral que se forma) se hundieron y constituyen alrededor del 25 por ciento de la parte inferior del Sill. Por el contrario, cerca de la parte superior de este cuerpo ígneo, donde cristalizaron los remanentes del fundido, el olivino representa sólo un 1 por ciento de la masa rocosa*.

En cualquier etapa de la evolución de un magma, los componentes sólido y líquido pueden separarse en dos unidades químicamente distintas. Además, la diferenciación magmática en el fundido secundario puede generar fracciones adicionales químicamente distintas. Por consiguiente, la diferenciación magmática y la separación de los componentes sólido y líquido en varias etapas de cristalización puede producir varios magmas químicamente diversos y, en último extremo, una variedad de rocas ígneas (Figura 4.19).

Asimilación y mezcla de magmas

Bowen demostró satisfactoriamente que, a través de la diferenciación magmática, un magma primario puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Sin embargo, trabajos más recientes indican que este proceso por sí solo no puede explicar la gran diversidad de rocas ígneas.



▲ **Figura 4.19** Ilustración de la evolución del magma conforme los minerales formados primero (los más ricos en hierro, magnesio y calcio) cristalizan y sedimentan en el fondo de la cámara magmática, dejando el fundido restante más rico en sodio, potasio y sílice (SiO_2). **A.** La localización de un cuerpo magmático y la actividad ígnea asociada genera rocas con una composición similar a la del magma inicial. **B.** Después de un período de tiempo, la cristalización y la sedimentación modifican la composición del fundido y a la vez generan rocas con una composición bastante diferente de la del magma original. **C.** Una mayor diferenciación magmática tiene como consecuencia otro fundido altamente evolucionado con sus tipos de roca asociados.

* Estudios recientes indican que este cuerpo ígneo se produjo por inyecciones múltiples de magma y representa algo más que un simple caso de sedimentación cristalina.

Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar a través de la incorporación de material extraño. Por ejemplo, conforme el magma asciende, puede incorporar alguna de las rocas de sus alrededores, un proceso denominado **asimilación** (Figura 4.20). Este proceso puede operar en un ambiente próximo a la superficie donde las rocas son frágiles. Conforme el magma empuja hacia arriba, las presiones producen numerosas grietas en la roca caja. La fuerza del magma inyetado es a menudo lo suficientemente fuerte como para romper bloques de roca «extraña» e incorporarlos en el cuerpo magmático. En ambientes más profundos, el magma puede estar lo suficientemente caliente como para simplemente fundir y asimilar algunas de las rocas calientes de su alrededor, que estén cerca de sus temperaturas de fusión.

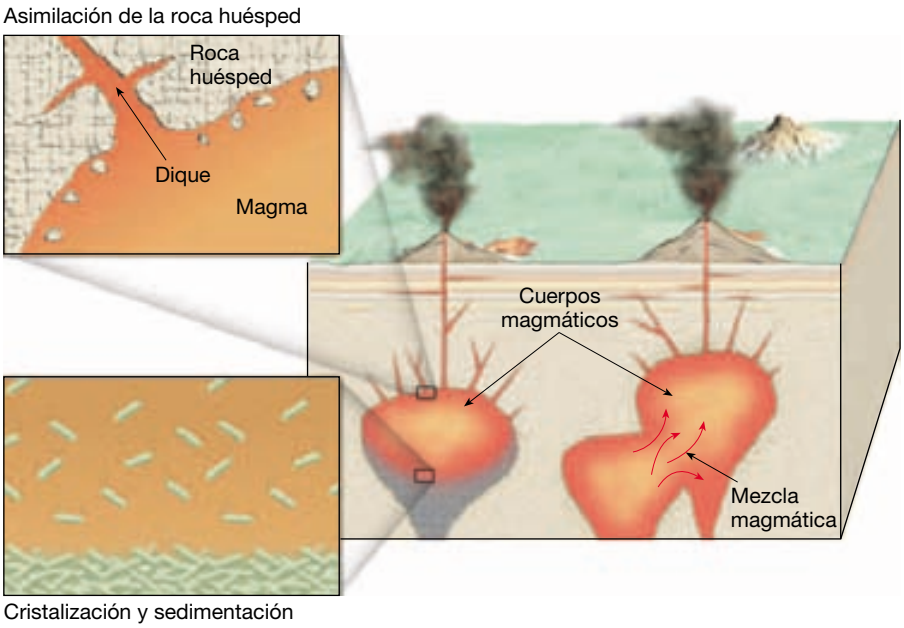
Otro medio a través del cual puede alterarse la composición de un cuerpo magmático se denomina **mezcla de magmas.** Este proceso se produce cuando un cuerpo magmático es intruido por otro (Figura 4.20). Una vez combinados, el flujo convectivo puede agitar los dos magmas y generar una mezcla con una composición intermedia. La mezcla de magmas puede ocurrir durante el ascenso de dos cuerpos magmáticos químicamente distintos conforme la masa más flotante alcanza la masa de magma que está ascendiendo con más lentitud.

En resumen, Bowen demostró satisfactoriamente que, mediante la diferenciación magmática, un único magma original puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Por tanto, este proceso, de acuerdo con la mezcla de magmas y la contaminación por las rocas de la corteza, explica en parte la gran variedad de magmas y rocas ígneas. A continuación, consideraremos otro proceso importante, la fusión parcial, que también genera magmas con composiciones variantes.

Fusión parcial y formación de los magmas

Recordemos que la cristalización de un magma sucede en un intervalo de temperaturas de al menos 200 °C. Como cabe esperar, la fusión, el proceso inverso, abarca un intervalo de temperaturas similar. A medida que la roca empieza a fundirse, los minerales con las temperaturas de fusión más bajas son los primeros que se funden. Si la fusión continúa, los minerales con puntos de fusión más elevados empiezan a fundirse y la composición magmática se aproxima a un ritmo constante a la composición general de la roca a partir de la cual derivó. Sin embargo, es mucho más frecuente que la fusión no sea completa. La fusión incompleta de las rocas se conoce como **fusión parcial,** un proceso que produce la mayor parte, si no la totalidad, de los magmas.

Nótese en la Figura 4.18 que las rocas con una composición granítica están compuestas de minerales con las temperaturas de fusión (cristalización) más bajas: concretamente el cuarzo y el feldespato potásico. Nótese también que, a medida que ascendemos por la serie de reacción de Bowen, los minerales tienen temperaturas de fusión progresivamente más elevadas y que el olivino, que se encuentra en la parte superior, tiene el punto de fusión más elevado. Cuando una roca experimenta la fusión parcial, formará un fundido enriquecido en iones



◀ **Figura 4.20** Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: mezcla magmática; asimilación de la roca huésped; y sedimentación cristalina (diferenciación magmática).

procedentes de minerales con las temperaturas de fusión más bajas. Los cristales no fundidos son los de los minerales con temperaturas de fusión más elevadas. La separación de estas dos fracciones produciría un fundido con una composición química más rica en sílice y más próxima al extremo granítico del espectro que la roca de la que derivó.

Formación de magmas basálticos

La mayor parte de los magmas basálticos se originan probablemente a partir de la fusión parcial de la roca ultramáfica *peridotita*, el principal constituyente del manto superior. Los magmas basálticos que se originan de la fusión directa de las rocas del manto se denominan magmas *primarios* porque todavía no han evolucionado. La fusión necesaria para producir estos magmas derivados del manto puede estar provocada por una reducción de la presión de confinamiento (fusión por descompresión). Esto puede producirse, por ejemplo, en los lugares donde las rocas del manto ascienden como parte del flujo convectivo de movimiento muy lento en las dorsales centrooceánicas (*véase* Figura 4.15). Recordemos que los magmas basálticos también se generan en zonas de subducción, donde el agua procedente de la capa descendente de la corteza oceánica provoca la fusión parcial de las rocas del manto (*véase* Figura 4.16).

Dado que la mayoría de magmas basálticos se forman aproximadamente entre los 50 y los 250 kilómetros por debajo de la superficie, cabe esperar que este material se enfríe y cristalice en profundidad. Sin embargo, conforme el magma basáltico migra hacia arriba, la presión de confinamiento disminuye proporcionalmente y reduce la temperatura de fusión. Como veremos en el siguiente capítulo, existen ambientes en los que los magmas basálticos ascienden lo bastante rápido como para que la pérdida de calor hacia su entorno sea compensada por una disminución de la temperatura de fusión. Por consiguiente, en la superficie de la Tierra son comunes los grandes flujos de magmas basálticos. No obstante, en algunas situaciones, los magmas basálticos que son comparativamente densos se estancarán debajo de las rocas de la corteza y cristalizarán en la profundidad.

Formación de magmas andesíticos y graníticos

Si la fusión parcial de las rocas del manto genera magmas basálticos, ¿cuál es el origen de los magmas que generan rocas andesíticas y graníticas? Recordemos que los magmas intermedios y félsicos no son expulsados por los volcanes de las cuencas oceánicas profundas; antes bien, se encuentran sólo en los márgenes continentales, o adyacentes a ellos. Ésta es una prueba evidente de que las interacciones entre los magmas basálticos derivados del manto y los componentes más ricos en sílice de la corteza terrestre generan esos magmas. Por ejemplo, conforme un magma basáltico migra hacia arriba, puede fundir y asimilar algo de las rocas de la corteza a través de las cuales asciende. El resultado es la formación de un magma más rico en sílice de composición andesítica (intermedio entre el basáltico y el granítico).

El magma andesítico puede evolucionar también de un magma basáltico por el proceso de diferenciación magmática. Recordemos, en relación con lo que se comentó sobre la serie de reacción de Bowen, que, conforme se solidifica un magma basáltico, son los minerales ferromagnesianos pobres en sílice los que cristalizan primero. Si estos componentes ricos en hierro se separan del líquido por sedimentación cristalina, el fundido restante, que está ahora enriquecido en sílice, tendrá una composición más parecida a la andesita. Estos magmas evolucionados (cambiados) se denominan *magmas secundarios*.

Las rocas graníticas se encuentran en una cantidad demasiado grande como para que se generen solamente a partir de la diferenciación magmática de los magmas basálticos primarios. Lo más probable es que sean el producto final de la cristalización de un magma andesítico, o el producto de la fusión parcial de las rocas continentales ricas en sílice. El calor para fundir las rocas de la corteza a menudo procede de los magmas basálticos calientes derivados del manto que se formaron por encima de una placa en subducción y que después se sitúan dentro de la corteza.

Los fundidos graníticos tienen un alto contenido en sílice y son por tanto más viscosos (pegajosos) que otros magmas. Por consiguiente, al contrario que los magmas basálticos que producen a menudo enormes flujos de lava, los magmas graníticos suelen perder su movilidad antes de alcanzar la superficie y tienden a producir grandes estructuras plutónicas. En las ocasiones en que los magmas ricos en sílice alcanzan la superficie, las erupciones piroclásticas explosivas, como las del volcán Santa Elena, son lo habitual.

En resumen, la serie de reacción de Bowen es una guía simplificada útil para comprender el proceso de fusión parcial. En general, los minerales de temperatura baja de la parte inferior de la serie de reacción de Bowen se funden primero y producen un magma más rico en sílice (menos basáltico) que la roca madre. Por consiguiente, la fusión parcial de las rocas ultramáficas del manto produce los basaltos máficos que forman la corteza oceánica. Además, la fusión parcial de las rocas basálticas generará un magma intermedio (andesítico) comúnmente asociado con los arcos volcánicos.

Resumen

- Las *rocas ígneas* se forman cuando un *magma se enfría* y se solidifica. Las rocas ígneas *extrusivas* o *volcánicas* se forman cuando una *lava* se enfría sobre la superficie. El magma que se solidifica en zonas profundas produce rocas ígneas *intrusivas* o *plutónicas*.

- Conforme el magma se enfría los iones que lo componen se disponen según modelos ordenados durante un proceso denominado *cristalización*. El enfriamiento lento se traduce en la formación de cristales bastante grandes. A la inversa, cuando el enfriamiento se produce rápidamente, el resultado es una masa sólida que consiste en diminutos cristales intercrecidos. Cuando el material fundido se enfría instantáneamente, se forma una masa de átomos desordenados a los que se conoce como vidrio.

- Las rocas ígneas se clasifican casi siempre por su *textura* y su *composición mineral*.

- Por textura de una roca ígnea se entiende el aspecto general de la roca basado en el tamaño y disposición de los cristales. El factor más importante que condiciona la textura es la velocidad de enfriamiento del magma. Las texturas comunes de las rocas ígneas son *afanítica*, con granos demasiado pequeños para ser distinguidos a simple vista; *fanerítica*, con cristales intercrecidos de aproximadamente igual tamaño y lo suficientemente grandes para ser identificados a simple vista; *porfídica*, que tiene cristales grandes (*fenocristales*) englobados en una matriz de cristales más pequeños, y *vítrea*.

- La composición mineral de una roca ígnea es consecuencia de la composición química del magma inicial y del ambiente de cristalización. Por consiguiente, la clasificación de las rocas ígneas se corresponde estrechamente con la serie de reacción de Bowen. Las *rocas félsicas* (por ejemplo, el granito y la riolita) se forman a partir de los últimos minerales que cristalizan, el feldespato potásico y el cuarzo, y son de colores claros. Las rocas de composición *intermedia* (por ejemplo, la andesita y la diorita) están formadas por los minerales plagioclasa y anfíbol. Las *rocas máficas* (por ejemplo, el basalto y el gabro) se forman con los primeros minerales que cristalizan (olivino, piroxeno y plagioclasas cálcicas); tienen elevado contenido en hierro, magnesio y calcio, y bajo en silicio, y son de color gris oscuro a negro.

- La composición mineral de una roca ígnea viene determinada en último extremo por la composición química del magma a partir del cual cristalizó. N. L. Bowen descubrió que, conforme se enfría un magma en el laboratorio, los minerales con puntos de fusión más altos cristalizan antes que los minerales con puntos de fusión más bajos. La *serie de reacción de Bowen* ilustra la secuencia de formación mineral en un magma basáltico.

- Durante la cristalización del magma, si los minerales formados primero son más densos que el líquido residual, se depositarán en el fondo de la cámara magmática durante un proceso denominado *sedimentación cristalina*. Debido al hecho de que la sedimentación cristalina elimina los minerales formados en primer lugar, el fundido restante formará una roca con una composición química muy diferente de la del magma inicial. El proceso de formación de más de un tipo de magma a partir de un magma común se denomina *diferenciación magmática*.

- Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar mediante la incorporación de material extraño, un proceso denominado *asimilación* o por *mezcla magmática*.

- Los magmas se originan a partir de rocas esencialmente sólidas de la corteza y el manto. Además de la composición de las rocas, su temperatura, profundidad (presión de confinamiento) y su contenido en volátiles determinan si estará en forma sólida o líquida. Por tanto, el magma puede generarse *mediante la elevación de la temperatura de una roca*, como ocurre cuando una pluma caliente ascendente del manto «se estanca» debajo de las rocas de la corteza. Una *disminución de la presión* también puede fundir las rocas. Además, la *introducción de volátiles* (agua) puede disminuir el punto de fusión de una roca lo bastante para generar un magma. Dado que la fusión no es generalmente completa, un proceso denominado *fusión parcial* produce un fundido originado a partir de los minerales que funden a menos temperatura, que tienen un contenido más elevado en sílice que la roca original. Por tanto, los magmas generados por fusión parcial están más próximos al extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es un magma?
2. ¿Cómo se diferencia una lava de un magma?
3. ¿Cómo influye la velocidad de enfriamiento en el proceso de cristalización?
4. Además de la velocidad de enfriamiento, ¿qué otros dos factores influyen en el proceso de cristalización?
5. La clasificación de las rocas ígneas se basa fundamentalmente en dos criterios. Nombre esos criterios.
6. Las definiciones siguientes están relacionadas con términos que describen las texturas de las rocas ígneas. Para cada una de ellas, identifique el término apropiado.
   a) Aperturas producidas por los gases que escapan.
   b) La obsidiana tiene esta textura.
   c) Una matriz de cristales finos que rodea a los fenocristales.
   d) Los cristales son demasiado pequeños para verse a simple vista.
   e) Una textura caracterizada por dos tamaños de cristales claramente diferentes.
   f) Grano grueso con cristales de tamaños aproximadamente iguales.
   g) Cristales excepcionalmente grandes que superan 1 centímetro de diámetro.
7. ¿Por qué los cristales son tan grandes en las pegmatitas?
8. ¿Qué indica una textura porfídica sobre las rocas ígneas?
9. ¿En qué se diferencian el granito y la riolita? ¿En qué se parecen?
10. Compare y contraste cada uno de los siguientes pares de rocas:
    a) Granito y diorita.
    b) Basalto y gabro.
    c) Andesita y riolita.
11. ¿Cómo se diferencian las tobas y las brechas volcánicas de otras rocas ígneas, como los granitos y los basaltos?
12. ¿Qué es el gradiente geotérmico?
13. Describa las tres condiciones que se piensa que originan la fusión de las rocas.
14. ¿Qué es la diferenciación magmática? ¿Cómo podría inducir este proceso la formación de varias rocas ígneas diferentes a partir de un solo magma?
15. Relacione la clasificación de las rocas ígneas con la serie de reacción de Bowen.
16. ¿Qué es la fusión parcial?
17. ¿En qué se diferencia composicionalmente un fundido originado por fusión parcial de la roca de la que procede?
18. ¿Cómo se genera la mayor parte de los magmas basálticos?
19. El magma basáltico se forma a grandes profundidades. ¿Por qué no cristaliza conforme asciende a través de la corteza relativamente fría?
20. ¿Por qué las rocas de composición intermedia (andesítica) y félsica (granítica) *no* se encuentran generalmente en las cuencas oceánicas?

Términos fundamentales

andesítico
asimilación
basáltico
cristalización
diferenciación magmática
extrusivo
félsico
fenocristal
fundido
fusión parcial
fusión por descompresión
gradiente geotérmico
granítico
intermedio
intrusivo
lava
máfico
magma
mezcla de magmas
pasta
pegmatita
plutónico
pórfido
roca ígnea
sedimentación cristalina
serie de reacción de Bowen
textura
textura afanítica
textura fanerítica
textura pegmatítica
textura piroclástica
textura porfídica
textura vesicular
textura vítrea
ultramáfico
vidrio
volátiles
volcánico

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra*, *octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 5

Los volcanes y otra actividad ígnea

Naturaleza de las erupciones volcánicas
- Factores que afectan a la viscosidad
- Importancia de los gases disueltos

Materiales expulsados durante una erupción
- Coladas de lava
- Gases
- Materiales piroclásticos

Estructuras volcánicas y estilos de erupción
- Anatomía de un volcán
- Volcanes en escudo
- Conos de cenizas
- Conos compuestos

Vivir a la sombra de un cono compuesto
- El continente perdido de la Atlántida
- Erupción del Vesuvio 79 d.C.
- Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal
- Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos

Otras formas volcánicas
- Calderas
- Erupciones fisurales y llanuras de lava
- Domos de lava
- Chimeneas y pitones volcánicos

Actividad ígnea intrusiva
- Naturaleza de los plutones
- Diques
- Sills y lacolitos
- Batolitos
- Tectónica de placas y actividad ígnea
- Actividad ígnea en los bordes convergentes de la placa
- Actividad ígnea en los bordes de placa divergentes
- Actividad ígnea intraplaca

¿Pueden los volcanes cambiar el clima terrestre?
- La premisa básica
- Tres ejemplos modernos

El domingo 18 de mayo de 1980, la mayor erupción volcánica ocurrida en Norteamérica en tiempos históricos destruyó un volcán típico (Figura 5.1). Ese día entró en erupción con tremenda fuerza el monte Santa Elena (St. Helens), situado en la zona sudoccidental del estado de Washington. La explosión reventó todo el flanco norte del volcán dejando una gran abertura. En un instante, un gran volcán, cuya cima había sobresalido más de 2.900 metros por encima del nivel del mar, perdió 400 metros de altura.

El acontecimiento devastó una amplia franja de tierra boscosa del lado norte de la montaña. En un área de 400 kilómetros cuadrados, los árboles estaban tumbados, entrelazados y aplastados, despojados de sus ramas y, desde el aire, parecían mondadientes esparcidos por todas partes. Las corrientes de barro acompañantes transportaron cenizas, árboles y restos de rocas saturadas de agua 29 kilómetros corriente abajo del río Toutle. La erupción se cobró 59 vidas: algunas personas murieron debido al intenso calor y a la nube sofocante de cenizas y gases, otras fueron heridas por la explosión y algunos otros quedaron atrapados por las corrientes de barro.

La erupción expulsó casi un kilómetro cúbico de cenizas y restos de rocas. Después de la devastadora explosión, el monte Santa Elena siguió emitiendo grandes cantidades de gases y cenizas calientes. La fuerza de la explosión fue tal que una parte de las cenizas fue lanzada a más de 18.000 metros de altura a la estratosfera. Durante los días siguientes, este material de grano muy fino fue transportado alrededor de la Tierra por los fuertes vientos estratosféricos. En Oklahoma y Minnesota se acumularon depósitos medibles, y en Montana central se destruyeron cosechas. Mientras tanto, la precipitación de cenizas en los alrededores inmediatos superó los 2 me-



▲ **Figura 5.1** Las fotografías anterior y posterior muestran la transformación del volcán Santa Elena causada por la erupción del 18 de mayo de 1980. El área oscura en la foto más moderna es el lago «Spirit» lleno de detritos, parcialmente visible en la foto más antigua. (Fotos cortesía de U. S. Geological Survey.)

tros de grosor. El aire sobre Yakima, Washington (130 kilómetros al este), estaba tan repleto de cenizas que sus habitantes experimentaron al medio día la oscuridad de media noche.

No todas las erupciones volcánicas son tan violentas como la del año 1980 en el monte Santa Elena. Algunos volcanes, como el volcán Kilauea de Hawaii, generan erupciones relativamente tranquilas de lavas fluidas. Estas erupciones «suaves» no están exentas de episodios violentos; a veces erupciones de lava incandescente se esparcen centenares de metros en el aire. Tales acontecimientos, sin embargo, constituyen normalmente una amenaza mínima a las vidas y las propiedades humanas y, en general, la lava vuelve a caer en un cráter.

Un testimonio de la naturaleza tranquila de las erupciones del Kilauea es el hecho de que el observatorio de volcanes de Hawaii ha funcionado en su cima desde 1912. Y ello a pesar de que el Kilauea ha tenido más de 50 fases eruptivas desde que se empezó a llevar el registro de erupciones en 1823. Además, las erupciones más largas y grandes del Kilauea empezaron en 1983 y el volcán sigue activo, aunque ha recibido muy poca atención de los medios de comunicación.

¿Por qué los volcanes como el monte Santa Elena hacen erupción explosiva, mientras que otros, como el Kilauea, son relativamente tranquilos? ¿Por qué los volcanes aparecen en cadenas, como las islas Aleutianas o la cordillera Cascade? ¿Por qué algunos volcanes se forman en el suelo oceánico, mientras que otros aparecen en los continentes? Este capítulo abordará estas y otras cuestiones a medida que exploremos la naturaleza y el movimiento del magma y la lava.

Naturaleza de las erupciones volcánicas



Los volcanes y otra actividad ígnea
▼ Naturaleza de las erupciones volcánicas

La actividad volcánica suele percibirse como un proceso que produce una estructura pintoresca en forma de cono que, como el monte Santa Elena, hace erupción de manera violenta con cierta periodicidad (Recuadro 5.1). Algunas erupciones pueden ser muy explosivas, pero muchas no lo son. ¿Qué determina que un volcán expulse el magma con violencia o con «tranquilidad»? Los principales factores que influyen son la *composición* del magma, su *temperatura* y la cantidad de *gases disueltos* que contiene. Estos factores afectan, en grados variables, a la movilidad, o **viscosidad** (*viscos* = pegajoso), del magma. Cuanto más viscoso es un material, mayor es su resistencia a fluir. (Por ejemplo, el jarabe es más viscoso que el agua.) Un magma asociado con una erupción explosiva puede ser cinco veces más viscoso que el magma expulsado de una manera tranquila.


Lago Spirit



Recuadro 5.1 ▶ Entender la Tierra

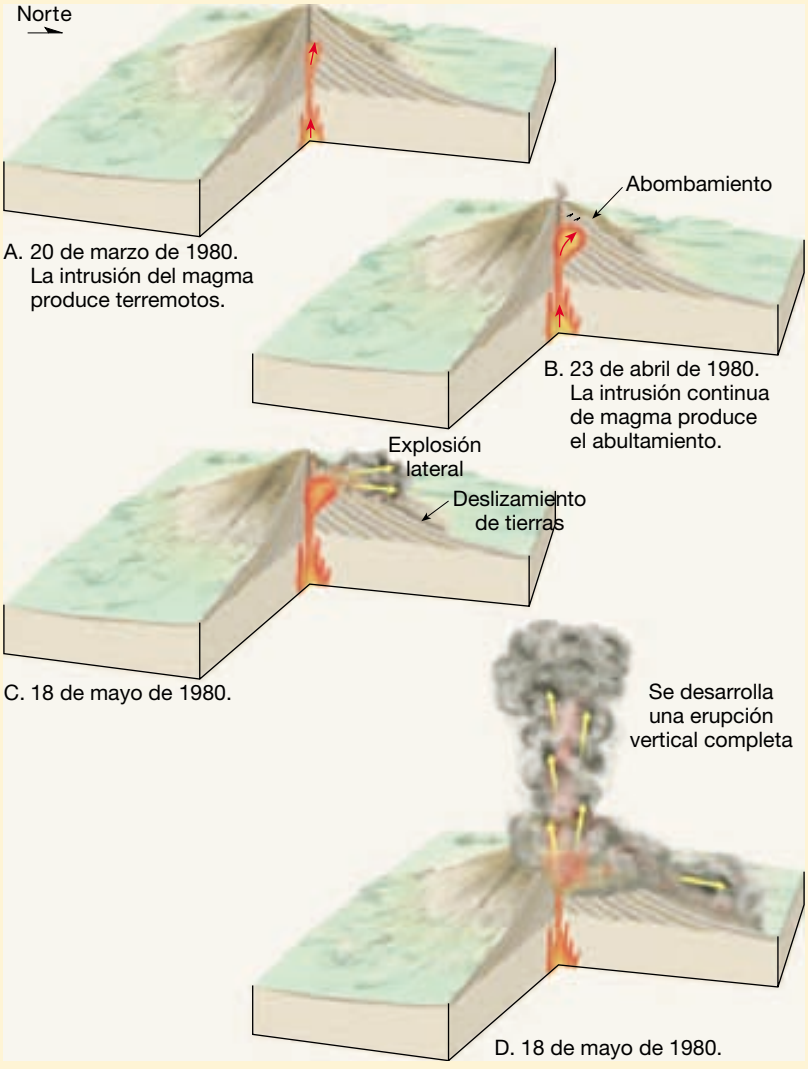
Anatomía de una erupción

Los acontecimientos que llevaron a la erupción del volcán Santa Elena el 18 de mayo de 1980 se iniciaron unos dos meses antes en forma de una serie de temblores de tierra centrados debajo de la montaña que despertaba (Figura 5.A, parte A). Los temblores fueron causados por el movimiento ascendente del magma dentro de la montaña. La primera actividad volcánica tuvo lugar una semana después, cuando una pequeña cantidad de cenizas y vapor ascendieron por la cima. En las siguientes semanas, se produjeron erupciones esporádicas de diversa intensidad. Antes de la gran erupción, la principal preocupación había sido el riesgo potencial de las coladas de barro. Estos lóbulos en movimiento de suelo y roca saturados en agua, se crean cuando el hielo y la nieve se funden por el calor emitido desde el magma del interior del volcán.

La única advertencia de una posible erupción fue la aparición de un abultamiento en el flanco norte del volcán (Figura 5.A, parte B). El control meticuloso de esta estructura en forma de domo indicó una velocidad de crecimiento muy lenta, pero uniforme, de unos pocos metros por día. Se pensaba que si la velocidad de crecimiento de esta protuberancia cambiaba de manera apreciable, se produciría enseguida una erupción. Por desgracia, no se detectó esa variación antes de la explosión. De hecho, la actividad sísmica disminuyó durante los dos días anteriores al enorme estallido.

Docenas de científicos estaban controlando la montaña cuando explotó: «¡Vancouver, Vancouver, está aquí!» fue la única advertencia (y las últimas palabras de un científico) que precedió a la liberación de tremendas cantidades de gases encerrados. El desencadenante fue un terremoto de tamaño medio. Sus vibraciones enviaron al río Toutle la ladera septentrional del cono, disminuyendo las capas que habían sujetado al magma (Figura 5.A, parte C). Al reducirse la presión, el agua del magma se evaporó y expandió, causando la ruptura de la ladera de la montaña como si se tratara de una olla a presión sobrecalentada. Dado que la erupción se originó alrededor de la zona abultada, varios centenares de metros por debajo de la cima, el estallido inicial se dirigió en dirección lateral, en vez de verticalmente. Si la fuerza total de la erupción hubiera sido ascendente, la destrucción producida hubiera sido bastante menor.

El monte Santa Elena es uno de los quince grandes volcanes y de los innume-



▲ **Figura 5.A** Diagramas idealizados que muestran los acontecimientos de la erupción del volcán Santa Elena el 18 de mayo de 1980. **A.** Primero, un terremoto considerable registrado en el volcán Santa Elena indica que es posible una reactivación volcánica. **B.** Crecimiento alarmante de un bulto en el flanco norte, que sugiere aumento de la presión magmática inferior. **C.** Desencadenado por un terremoto, un gigantesco deslizamiento de tierras redujo la presión de confinamiento sobre la cámara magmática e inició un estallido explosivo lateral. **D.** En unos segundos, una gran erupción vertical envió una columna de cenizas volcánicas a una altitud de unos 18 kilómetros. Esta fase de la erupción continuó durante más de 9 horas.

rables volcanes pequeños que comprende la cordillera Cascade, que se extiende desde la Columbia Británica hasta el norte de California. Ocho de los mayores volcanes han estado activos en los últimos centenares de años. De los siete volcanes «activos» restantes, los que más probablemente volverán a hacer erupción son el monte Baker y el monte Rainier en Washington, el monte Shasta y el Lassen Peak en California, y el monte Hood en Oregón.

Factores que afectan a la viscosidad

El efecto de la temperatura sobre la viscosidad es fácil de ver. Exactamente igual a como se vuelve más fluido (menos viscoso) un jarabe al calentarlo, la movilidad de la lava está muy influida por la temperatura. Conforme la lava se enfría y empieza a congelarse, su movilidad disminuye y el flujo acaba por pararse.

Un factor más significativo que influye en el comportamiento volcánico es la composición química del magma, algo que se comentó en el Capítulo 4 con motivo de la clasificación de las rocas ígneas. Recordemos que una diferencia importante entre las diversas rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO_2) (Tabla 5.1). Los magmas que producen rocas máficas como el basalto contienen alrededor de un 50 por ciento de sílice, mientras que los magmas que originan rocas félsicas (granitos y sus equivalentes extrusivos, riolitas) contienen más del 70 por ciento de sílice. Los tipos de roca intermedios, andesitas y dioritas, contienen alrededor del 60 por ciento de sílice.

La viscosidad de un magma está directamente relacionada con su contenido en sílice. En general, cuanta más sílice tenga un magma, mayor será su viscosidad. El flujo magmático se ve impedido porque las estructuras de sílice se enlazan formando largas cadenas incluso antes de que empiece la cristalización. Por consiguiente, debido a su elevado contenido en sílice, las lavas riolíticas (félsicas) son muy viscosas y tienden a formar coladas gruesas, comparativamente cortas. Por el contrario, las lavas basálticas (máficas), que contienen menos sílice, tienden a ser bastante fluidas y se conoce el caso de coladas que han recorrido distancias de 150 kilómetros o más antes de solidificarse.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Después de toda la destrucción durante la erupción del volcán Santa Elena, ¿qué aspecto tiene el área en la actualidad?

El área continúa recuperándose con lentitud. Sorprendentemente muchos organismos sobrevivieron a la explosión, entre ellos los animales que viven bajo tierra y las plantas (en especial las protegidas por la nieve o cercanas a corrientes de agua, donde la erosión retiró rápidamente las cenizas). Otros tienen adaptaciones que les permiten repoblar con rapidez las zonas devastadas. Veinte años tras la explosión, las plantas han reforestado el área, se están empezando a establecer bosques de primer crecimiento y muchos animales han regresado. Una vez completado el bosque de crecimiento antiguo (en unos pocos centenares de años), puede ser difícil encontrar pruebas de la destrucción, excepto una gruesa capa meteorizada de ceniza en el suelo.

El propio volcán también se está reconstruyendo. Se está formando un gran domo de lava en el interior del cráter de la cima, lo cual sugiere que la montaña se formará de nuevo. Muchos volcanes parecidos al monte Santa Elena exhiben este comportamiento: una destrucción rápida seguida de una reconstrucción lenta. Si quiere ver qué aspecto tiene, vaya al sitio web del Mount St. Helens National Volcanic en **http://www.fs.fed.us/gpnf/mshnvm/**, donde tienen una *webcam* con imágenes a tiempo real de la montaña.

Tabla 5.1 Los magmas tienen diferentes composiciones, lo que hace que varíen sus propiedades

Composición	Contenido en sílice	Viscosidad	Contenido gaseoso	Tendencia a formar	
				Piroclásticos	Volcánicos
Magma máfico (basáltico)	Bajo (−50%)	Baja	Bajo (1-2%)	Baja	Volcanes en escudo Llanuras basálticas Conos de ceniza
Magma intermedio (andesítico)	Intermedio (−60%)	Intermedia	Intermedio (3-4%)	Intermedia	Conos compuestos
Magma félsico (granítico)	Alto (−70%)	Alta	Alto (4-6%)	Alta	Domos volcánicos Coladas piroclásticas

Importancia de los gases disueltos

El contenido gaseoso de un magma afecta también a su movilidad. Los gases disueltos tienden a incrementar la fluidez del magma. Otra consecuencia bastante importante es el hecho de que los gases que escapan proporcionan fuerza suficiente para impulsar la roca fundida desde una chimenea volcánica.

Las cimas de los volcanes empiezan a dilatarse, a menudo, meses o incluso años antes de que tenga lugar la erupción. Eso indica que el magma se está desplazando hacia un depósito poco profundo situado en el interior del cono. Durante esta fase, los **volátiles** (el componente gaseoso del magma que está formado principalmente por agua) tienden a desplazarse hacia arriba y a acumularse cerca de la parte superior de la cámara magmática. Por tanto, la porción superior de un cuerpo magmático está enriquecida en gases disueltos.

Cuando empieza la erupción, el magma cargado de gases sale de la cámara magmática y asciende por el conducto volcánico, o chimenea. Conforme el magma se aproxima a la superficie, disminuye mucho su presión de confinamiento. Esta reducción de la presión permite la liberación súbita de los gases disueltos, exactamente igual a cómo la apertura de una botella de gaseosa caliente permite que escapen las burbujas gaseosas de dióxido de carbono. A temperaturas de 1.000 °C y presiones próximas a las de superficie, bajas, los gases disueltos se expandirán hasta ocupar centenares de veces su volumen original.

Los magmas basálticos, muy fluidos, permiten que los gases en expansión migren hacia arriba y escapen por la chimenea con relativa facilidad. Conforme escapan, los gases pueden impulsar la lava incandescente a centenares de metros en el aire, produciendo fuentes de lava. Aunque espectaculares, dichas fuentes son fundamentalmente inocuas y no suelen ir asociadas con episodios explosivos importantes causantes de gran pérdida de vidas y propiedades. Antes bien, las erupciones de lavas basálticas fluidas, como las que se producen en Hawaii, son generalmente tranquilas.

En el otro extremo, los magmas muy viscosos expulsan de manera explosiva chorros de gases calientes cargados de cenizas que evolucionan a plumas con gran fuerza ascensional denominadas **columnas eruptivas** que se extienden a miles de metros en la atmósfera. Antes de una erupción explosiva, se produce un largo período de *diferenciación magmática* en la cual cristalizan y se depositan los minerales ricos en hierro, dejando la parte superior del magma enriquecida en sílice y gases disueltos. Conforme este magma rico en volátiles asciende por la chimenea volcánica hacia la superficie, esos gases empiezan a reunirse en forma de diminutas burbujas. Por razones que todavía no se entienden bien, a una cierta altura del conducto esta mezcla se transforma en un chorro gaseoso que contiene diminutos fragmentos de vidrio, los cuales son expulsados del volcán de manera explosiva. Ejemplos de este tipo de erupción explosiva son el monte Pinatubo de Filipinas (1991) y el monte Santa Elena (1980).

Conforme el magma de la parte superior de la chimenea es expulsado, disminuye la presión en la roca fundida situada directamente debajo. Por tanto, en vez de una explosión única, las erupciones volcánicas son realmente una serie de explosiones sucesivas. Lógicamente, este proceso podría continuar hasta que la cámara magmática estuviera vacía, de una manera muy parecida a como un géiser se vacía de agua (*véase* Capítulo 17). Sin embargo, generalmente no ocurre esto. En un magma viscoso los gases solubles migran hacia arriba con bastante lentitud. Solamente en la parte superior del cuerpo magmático el contenido en gases aumenta lo suficiente como para desencadenar erupciones explosivas. Por tanto, un acontecimiento explosivo suele ir seguido de una emisión tranquila de lavas «desgasificadas». Sin embargo, una vez se termina esta fase eruptiva, el proceso de acumulación gaseosa vuelve a empezar. Este intervalo explica probablemente en parte los modelos de erupciones esporádicas característicos de los volcanes que expulsan lavas viscosas.

En resumen, la viscosidad del magma, junto con la cantidad de gases disueltos y la facilidad con la que pueden escapar, determina la naturaleza de una erupción volcánica. Podemos entender ahora las erupciones volcánicas «tranquilas» de lavas líquidas y calientes de Hawaii y las erupciones explosivas, y a veces catastróficas, de las lavas viscosas de los volcanes del tipo monte Santa Elena.

Materiales expulsados durante una erupción



Los volcanes y otra actividad ígnea
▼ Materiales expulsados durante una erupción

Los volcanes expulsan lava, grandes volúmenes de gases y rocas piroclásticas (rocas rotas, «bombas» de lava, ceniza fina y polvo). En esta sección examinaremos cada uno de esos materiales.

Coladas de lava

Se calcula que la gran mayoría de la lava terrestre, más del 90 por ciento del volumen total, tiene una composición basáltica. Las andesitas y otras lavas de composición intermedia constituyen prácticamente todo el resto, mientras que las coladas riolíticas ricas en sílice representan sólo el uno por ciento del total. Las coladas basálticas recientes de dos volcanes hawaiianos, Mauna Loa y Kilauea,

emitieron volúmenes de hasta 0,5 kilómetros cúbicos. Una de las coladas de lava basáltica más grandes en tiempos históricos procedió de la fisura Laki de Islandia en 1783. El volumen de esta colada medía 12 kilómetros cúbicos y parte de la lava se desplazó hasta 88 kilómetros desde su fuente. Algunas erupciones prehistóricas, como las que formaron el altiplano de Columbia en el Pacífico noroccidental, fueron incluso mayores. Una colada de lava basáltica superó los 1.200 kilómetros cúbicos. Tal volumen sería suficiente para formar tres volcanes del tamaño del monte Etna, en Italia, uno de los conos más grandes de la Tierra.

Debido a su menor contenido en sílice, las lavas basálticas calientes suelen ser muy fluidas. Fluyen formando láminas delgadas y anchas o cintas semejantes a torrentes. En la isla de Hawaii se ha cronometrado una velocidad de 30 kilómetros por hora pendiente abajo para este tipo de lavas, pero son más frecuentes velocidades de 100 a 300 metros por hora. Además, se conocen lavas basálticas que han viajado distancias de 150 kilómetros o más antes de solidificarse. Por el contrario, el movimiento de las lavas ricas en sílice (riolíticas) puede ser demasiado lento como para percibirse. Además, la mayoría de las lavas riolíticas son comparativamente gruesas y rara vez se desplazan más de unos pocos kilómetros desde sus chimeneas. Como cabría esperar, las lavas andesíticas, con una composición intermedia, exhiben características que se encuentran entre los extremos.

Coladas cordadas Cuando se solidifican las lavas basálticas fluidas del tipo hawaiiano, suelen formar una corteza relativamente lisa que se arruga a medida que la lava situada debajo de la superficie, todavía fundida, sigue avanzando. Estas lavas se conocen como **lavas cordadas** y recuerdan a las hebras trenzadas de las cuerdas.

Las coladas cordadas solidificadas suelen contener túneles que antes fueron los conductos horizontales por donde se transportaba la lava desde la chimenea volcánica hasta el frente de la colada. Estas cavidades se desarrollan en el interior de una colada donde las temperaturas se mantienen elevadas durante bastante tiempo después de que se solidifique la superficie. En esas condiciones, la lava todavía fundida del interior de los conductos continúa su movimiento hacia delante, dejando atrás las cavidades semejantes a cavernas que se denominan **tubos de lava** (Figura 5.2). Los tubos de lava son importantes porque permiten que las lavas fluidas avancen grandes distancias desde su fuente. Los tubos de lava son poco habituales en las lavas andesíticas y riolíticas.

Coladas aa Otro tipo común de lava basáltica, denominada **aa,** tiene una superficie de bloques ásperos y desiguales con bordes afilados y rugosidades. Las coladas aa activas son relativamente frías y gruesas y avanzan a velocidades de 5 a 50 metros por hora. Además, los gases que escapan de la superficie producen numerosos huecos y agudas rugosidades en la lava que se solidifica. Conforme avanza el interior fundido, la corteza exterior se va rompiendo, lo que proporciona a la colada el aspecto de una masa de cascotes de lava que avanzan.



▲ **Figura 5.2** Las corrientes de lava que fluyen en canales confinados a menudo desarrollan una corteza sólida y se convierten en coladas dentro de tubos de lava. Vista de un tubo de lava activo a través del techo hundido. (Foto de Jeffrey Judd, U. S. Geological Survey.)

La lava que salió del volcán mexicano Parícutin y que enterró la ciudad de San Juan Parangaricutiro era de tipo aa (*véase* Figura 5.7). En algunas ocasiones una de las coladas del Parícutin se movía sólo un metro al día, pero siguió avanzando día tras día durante más de tres meses.

Parece que varios factores son responsables de las diferencias entre las coladas cordadas y las de tipo aa. En Hawaii, las coladas cordadas son más calientes, más ricas en gases y más rápidas que las coladas aa en pendientes comparables. Además, la mayoría de coladas hawaianas empiezan como cordadas pero pueden convertirse en coladas aa conforme descienden.

Coladas de bloques A diferencia de los magmas basálticos fluidos, que en general producen coladas cordadas y de tipo aa, los magmas andesíticos y riolíticos tienden a generar **coladas de bloques.** Las coladas de bloques consisten en gran medida en bloques separados con superficies ligeramente curvadas que cubren la lava no rota del interior. Aunque son parecidas a las coladas aa, estas lavas están formadas por bloques con superficies comparativamente lisas, en lugar de tener superficies ásperas, de escoria.

Coladas almohadilladas Recordemos que mucha de la producción volcánica terrestre se da a lo largo de las dorsales oceánicas (límites de placa divergentes). Cuando las

efusiones de lava se originan en una cuenca oceánica, o cuando la lava entra en el océano, las zonas superiores de las coladas se enfrían rápidamente. Sin embargo, normalmente la lava puede moverse hacia delante rompiendo la superficie endurecida. Este proceso ocurre una y otra vez, conforme el basalto fundido es expulsado (como la pasta de dientes sale de un tubo que se apriete fuerte). El resultado es una colada de lava compuesta por estructuras alargadas parecidas a almohadas grandes pegadas unas encima de las otras. Estas estructuras, denominadas **lavas almohadilladas,** son útiles para la reconstrucción de la historia terrestre. Dondequiera que se encuentren las lavas almohadilladas, su presencia indica que su deposición se produjo en un ambiente subacuático.

Gases

Los magmas contienen cantidades variables de gases disueltos (*volátiles*) que se mantienen en la roca fundida por la presión de confinamiento, exactamente igual a como se conserva el dióxido de carbono en los refrescos. Como en el caso de estos últimos, en cuanto se reduce la presión, los gases empiezan a escapar. Obtener muestras de gases de un volcán en erupción es difícil y peligroso, de manera que los geólogos suelen estimar indirectamente la cantidad de gases contenidos originalmente dentro del magma.

La porción gaseosa de la mayoría de los magmas constituye del 1 al 6 por ciento del peso total, y la mayor parte es vapor de agua. Aunque el porcentaje puede ser pequeño, la cantidad real de gases emitidos puede superar varios miles de toneladas por día.

La composición de los gases volcánicos es importante porque contribuye de manera significativa a configurar los gases que forman la atmósfera de nuestro planeta. Los análisis de muestras tomadas durante erupciones hawaiianas indican que los gases son: alrededor del 70 por ciento vapor de agua, un 15 por ciento dióxido de carbono, un 5 por ciento nitrógeno, un 5 por ciento dióxido de azufre y cantidades menores de cloro, hidrógeno y argón. Los compuestos de azufre se reconocen fácilmente por su olor. Los volcanes son una fuente natural de contaminación del aire, que incluye el dióxido de azufre, el cual se combina fácilmente con el agua para formar ácido sulfúrico.

Además de impulsar el magma desde los volcanes, los gases desempeñan un papel importante en la creación del estrecho conducto que conecta la cámara magmática con la superficie. En primer lugar, las temperaturas elevadas y la capacidad de flotación del cuerpo magmático rompen la roca que está por encima. A continuación, las ráfagas de gases calientes a gran presión amplían las fracturas de la roca y abren un camino hacia la superficie. Una vez completado este pasadizo, los gases calientes junto con los fragmentos de roca que arrastran erosionan sus paredes, ensanchando el conducto. Dado que esas fuerzas erosivas se concentran en cualquier saliente a lo largo del camino, las chimeneas volcánicas que se producen tienen forma circular. A medida que el conducto aumenta de tamaño, el magma va ascendiendo para producir actividad en la superficie. Después de una fase eruptiva, la tubería volcánica suele obturarse con una mezcla de magma solidificada y derrubios que no fueron lanzados por la chimenea. Antes de la siguiente erupción, una nueva ráfaga de gases explosivos debe limpiar de nuevo el conducto.

En algunas ocasiones, las erupciones emiten cantidades colosales de gases volcánicos que ascienden mucho en la atmósfera, donde pueden permanecer durante varios años. Algunas de estas erupciones pueden tener un impacto en el clima terrestre, una cuestión que consideraremos más adelante en este capítulo.

Materiales piroclásticos

Cuando se expulsa lava basáltica, los gases disueltos escapan libremente y continuamente. Esos gases impulsan gotas incandescentes de lava a grandes alturas. Una parte del material expulsado puede caer cerca de la chimenea y construir una estructura en forma de cono, mientras que las partículas más pequeñas serán arrastradas a grandes distancias por el viento. Por el contrario, los magmas viscosos (riolíticos) están muy cargados de gases; tras su liberación, se expanden miles de veces conforme lanzan rocas pulverizadas, lava y fragmentos de vidrio desde la chimenea. Las partículas producidas en estas dos situaciones se denominan **material piroclástico** (*pyro* = fuego; *clast* = fragmento). El tamaño de estos fragmentos expulsados oscila entre un polvo muy fino y cenizas volcánicas de tamaño de arena (inferior a 2 milímetros de diámetro) y trozos que pesan más de una tonelada.

Las partículas de *ceniza* y *polvo* se producen a partir de los magmas viscosos cargados de gases durante una erupción explosiva. Conforme el magma asciende por la chimenea, los gases se expanden rápidamente generando una espuma en el fundido que recuerda a la espuma que sale de una botella de champán recién abierta. Conforme los gases calientes se expanden de manera explosiva, la espuma se rompe en fragmentos vítreos muy finos. Cuando las cenizas calientes caen, las sartas vítreas a menudo se funden para formar una roca llamada *toba soldada.* Capas de este material, así como depósitos de ceniza que más tarde se consolidan, cubren enormes porciones del occidente de Estados Unidos.

También son comunes los piroclastos cuyo tamaño oscila entre el de una cuenta de collar pequeña y el de una nuez denominados *lapilli* («piedras pequeñas»). Estos materiales expulsados habitualmente se llaman *cenizas* (2-64

milímetros). Las partículas con un tamaño superior a 64 milímetros de diámetro se denominan *bloques* cuando están formados por lava solidificada y *bombas* cuando son expulsados como lava incandescente. Dado que, tras su expulsión, las bombas están semifundidas, a menudo adoptan una forma aerodinámica conforme viajan por el aire. Debido a su tamaño, las bombas y los bloques suelen caer en las laderas del cono volcánico. Sin embargo, a veces son expulsadas a grandes distancias del volcán por la fuerza de los gases que escapan. Por ejemplo, durante una erupción del volcán japonés Asama, se expulsaron bombas de 6 metros de longitud y con un peso aproximado de 200 toneladas a 600 metros de la chimenea volcánica.

Hasta el momento, hemos distinguido varios materiales piroclásticos basados en gran medida en el tamaño de los fragmentos. Algunos materiales también se identifican por su textura y composición. En particular, la **escoria** es el nombre aplicado a los materiales expulsados vesiculares (que contienen huecos) producto del magma basáltico (Figura 5.3). Estos fragmentos de color negro a marrón rojizo se encuentran generalmente en el intervalo de tamaños de los lapilli y parecen cenizas y escorias producidas por los hornos utilizados para la fundición de hierro. Cuando un magma con una composición intermedia o rica en sílice genera erupciones vesiculares, se llama **pumita** (*véase* Figura 4.9). La pumita suele tener un color más claro y es menos densa que la escoria. Además, algunos fragmentos de pumita tienen tal cantidad de vesículas que pueden flotar en el agua durante períodos prolongados.



▲ **Figura 5.3** La escoria es una roca volcánica que exhibe una textura vesicular. Las vesículas son pequeños agujeros que dejan las burbujas de gas que se escapan. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Estructuras volcánicas y estilos de erupción



Los volcanes y otra actividad ígnea
▼ Estructuras volcánicas y estilos de erupción

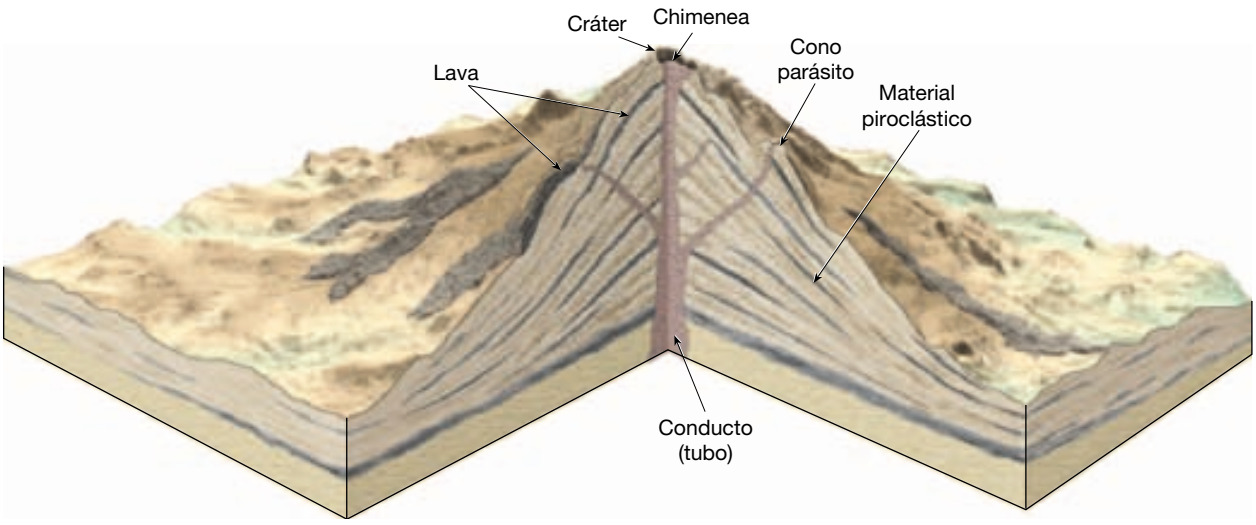
La imagen popular de un volcán es la de un cono solitario, elegante, cubierto de nieve como el monte Hood de Oregón o el Fujiyama de Japón. Estas montañas cónicas y pintorescas se producen por la actividad volcánica que tuvo lugar con intermitencias durante miles, o incluso centenares de miles, de años. Sin embargo, muchos volcanes no se ajustan a esta imagen. Algunos volcanes miden sólo 30 metros de altura y se formaron durante una única fase eruptiva que pudo haber durado sólo unos pocos días. Además, numerosas formas volcánicas no son, de ningún modo, «volcanes». Por ejemplo, el valle de los Diez Mil Humos, en Alaska, es un depósito de superficie plana que consiste en 15 kilómetros cúbicos de ceniza que se expulsaron en menos de 60 horas y que cubrió una sección del valle fluvial hasta una profundidad de 200 metros.

Las formas volcánicas se presentan en una gran variedad de formas y tamaños y cada estructura tiene una historia eruptiva única. No obstante, los vulcanólogos han podido clasificar las formas volcánicas y determinar sus esquemas eruptivos. En esta sección consideraremos la anatomía general de un volcán y nos fijaremos en los tres tipos principales de volcanes: los volcanes en escudo, los conos de cenizas y los conos compuestos. Esta discusión irá seguida de una visión general de otras formas volcánicas significativas.

Anatomía de un volcán

La actividad volcánica suele empezar cuando se desarrolla una fisura (grieta) en la corteza a medida que el magma fuerza su camino hacia la superficie. Conforme el magma rico en gas asciende hacia esta fisura linear, su camino se halla habitualmente en un **conducto** circular, o **tubo,** que termina en una apertura en la superficie denominada **chimenea** (Figura 5.4). Las sucesivas erupciones de lava, material piroclástico, o, con frecuencia, una combinación de ambos, a menudo separadas por largos períodos de inactividad acaban formando la estructura que llamamos **volcán.**

En la cima de muchos volcanes hay una depresión de paredes empinadas llamada **cráter** (*crater* = cuenco). Los cráteres son rasgos estructurales que se fueron construyendo paulatinamente a medida que los fragmentos expulsados se acumulaban alrededor de la chimenea formando una estructura en forma de donut. Algunos volca-



▲ **Figura 5.4** Anatomía de un cono compuesto «típico» (en la Figura 5.5 se puede comparar con un volcán en escudo y un cono de ceniza, respectivamente).

nes tienen más de un cráter en la cima, mientras que otros tienen depresiones muy grandes, más o menos circulares, denominadas **calderas.** Las calderas son grandes estructuras de hundimiento que pueden o no formarse en asociación con un volcán. (Más adelante consideraremos la formación de varios tipos de calderas.)

Durante los primeros estadios del crecimiento, la mayor parte de descargas volcánicas proceden de la chimenea central. A medida que un volcán madura, el material también tiende a emitirse desde las fisuras que se desarrollan a lo largo de los flancos, o en la base, del volcán. La actividad continuada de una erupción del flanco puede producir un pequeño **cono parásito** (*parasitus* = el que come en la mesa de otro). El Etna de Italia, por ejemplo, tiene más de 200 chimeneas secundarias, algunas de las cuales han formado conos. Sin embargo, muchas de estas chimeneas sólo emiten gases y se denominan, con toda propiedad, **fumarolas** (*fumus* = humo).

La forma de un volcán en particular está determinada en gran medida por la composición del magma que contribuye a su formación. Como veremos, las lavas de tipo hawaiiano tienden a producir estructuras amplias con pendientes suaves, mientras que las lavas ricas en sílice más viscosas (y algunas lavas basálticas ricas en gas) tienden a generar conos con pendientes de moderadas a empinadas.

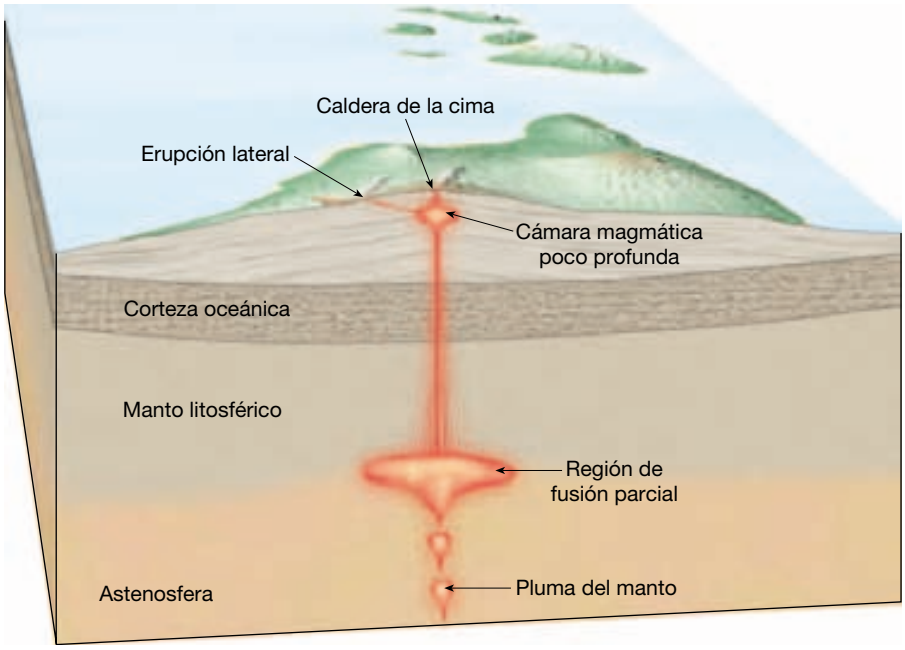
Volcanes en escudo

Los **volcanes en escudo** se producen por la acumulación de lavas basálticas fluidas y adoptan la forma de una estructura ligeramente abovedada en forma de domo amplia que recuerda la forma del escudo de un guerrero (Figura 5.5). La mayoría de volcanes en escudo han crecido a partir del suelo oceánico profundo y forman islas o montes submarinos. Por ejemplo, las islas de la cadena hawaiiana, Islandia y las Galápagos son un solo volcán en escudo o la unión de varios escudos. No obstante, algunos volcanes en escudo tienen lugar en los continentes. Se incluyen en este grupo estructuras bastante grandes situadas en el este de África, como Suswa, en Kenya.

Un estudio extenso de las islas Hawaii confirma que cada escudo se formó a partir de una miríada de coladas de lava basáltica de unos pocos metros de grosor. Además, estas islas constan de tan sólo un uno por ciento de erupciones piroclásticas.

El Mauna Loa es uno de los cinco volcanes en escudo superpuestos que constituyen juntos la isla de Hawaii. Desde su base, en el suelo del océano Pacífico, hasta su cima, la altura del Mauna Loa se acerca a los 9 kilómetros, superando la del Everest. Esta pila masiva de lava basáltica tiene un volumen estimado de 40.000 kilómetros cúbicos, que fueron expulsados a lo largo de aproximadamente un millón de años. En comparación, el volumen del material que forma el Mauna Loa es unas 200 veces mayor que el que forma un cono compuesto grande como el monte Rainier (Figura 5.6). No obstante, la mayoría de escudos tiene un tamaño más modesto. Por ejemplo, el clásico escudo islandés, el Skjalbreidur, alcanza una altura aproximada de sólo unos 600 metros y su base tiene 10 kilómetros de diámetro.

Pese a su enorme tamaño, el Mauna Loa no es el volcán más grande conocido del Sistema Solar. El monte Olimpo, un enorme volcán marciano en escudo, tiene una

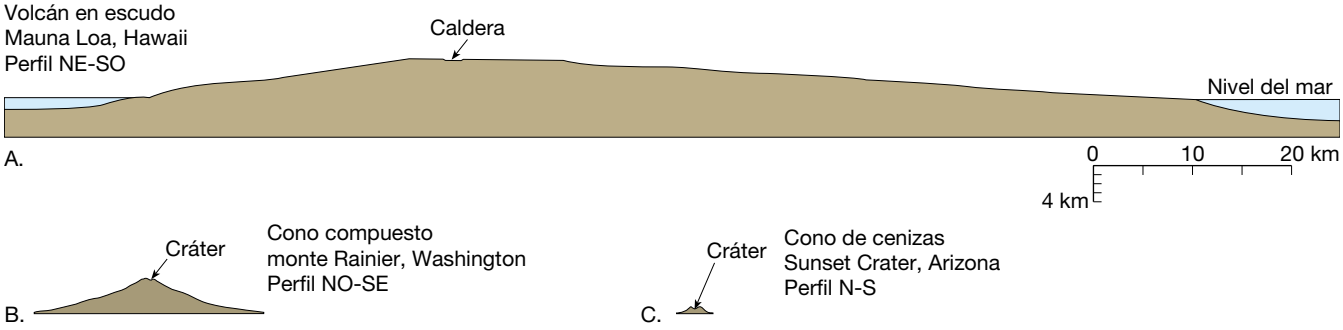


◀ **Figura 5.5** Los volcanes en escudo se construyen fundamentalmente a partir de coladas de lava basáltica fluida y contienen sólo un pequeño porcentaje de materiales piroclásticos.

altura de 25 kilómetros y un diámetro de 600 kilómetros (*véase* Capítulo 22).

Los escudos jóvenes, en especial los que se encuentran en Islandia, emiten lava muy fluida desde una chimenea en el centro de la cima y tienen laderas con pendientes suaves que oscilan entre 1 y 5 grados. Los escudos maduros, como el Mauna Loa, tienen pendientes más empinadas en las secciones centrales (unos 10 grados), mientras que sus cimas y sus flancos son comparativamente planos. Durante el estadio de madurez, las lavas salen desde las chimeneas de la cima, así como de las zonas hendidas que se desarrollan a lo largo de las pendientes. La mayor parte de las lavas son lavas cordadas, pero conforme estas coladas se enfrían en el descenso, muchas se convierten en coladas aa con aspecto de escoria. Una vez una erupción se ha establecido bien, una gran fracción de la lava (quizás el 80 por ciento) fluye a través de un sistema bien desarrollado de tubos de lava (*véase* Figura 5.2), lo que aumenta en gran medida la distancia que la lava puede recorrer antes de solidificar. Por tanto, la lava emitida cerca de la cima suele alcanzar el mar y, de este modo, se añade a la anchura del cono a expensas de su altura.

Otra característica común de un volcán en escudo maduro y activo es una gran caldera con paredes empinadas que ocupa su cima. Las calderas se forman al hundirse el techo del volcán conforme el magma procedente del depósito magmático central migra hacia los flancos, a menudo alimentando las erupciones fisurales. La caldera de la cima del Mauna Loa mide de 2,6 a 4,5 kiló-



▲ **Figura 5.6** Perfiles de los edificios volcánicos. **A.** Perfil del Mauna Loa, Hawaii, el mayor volcán en escudo de la cadena hawaiana. Obsérvese el tamaño en comparación con el volcán Rainier, Washington, un gran cono compuesto. **B.** Perfil del volcán Rainier, Washington. Nótese cómo hace pequeño a un cono de cenizas típico. **C.** Perfil de Sunset, Arizona, un cono de cenizas típico de laderas empinadas.

metros y tiene una profundidad media de alrededor de 150 metros.

En sus últimas etapas de crecimiento, la actividad en los escudos maduros es más esporádica y las erupciones piroclásticas, más frecuentes. Además, aumenta la viscosidad de las lavas, lo que provoca coladas más cortas y potentes. Estas erupciones tienden a aumentar la pendiente de la ladera en el área de la cima, que a menudo se cubre con grupos de conos de ceniza. Esto explica por qué el Mauna Kea, un volcán muy maduro que no ha entrado en erupción en los tiempos históricos, tiene una cima más empinada que el Mauna Loa, que entró en erupción en 1984. Los astrónomos están tan seguros de que el Mauna Kea está en declive que han construido en su cima un elaborado observatorio, que alberga algunos de los mejores (y más caros) telescopios del mundo.

Kilauea, Hawaii: erupción de un volcán en escudo El Kilauea, el volcán en escudo más activo y estudiado con más detalle del mundo, se encuentra en la isla de Hawaii, en el costado del Mauna Loa. Se han observado más de 50 erupciones desde que se inició el registro de las erupciones en 1823. Algunos meses antes de una fase eruptiva, el Kilauea se infla conforme el magma asciende gradualmente y se acumula en el depósito central situado a unos pocos kilómetros por debajo de la cima. Durante unas 24 horas antes de una erupción, multitud de pequeños terremotos advierten de la actividad inminente.

La mayor parte de la actividad del Kilauea durante los últimos 50 años sucedió a lo largo de los flancos del volcán en una región llamada la zona del rift oriental. Aquí, una erupción fisural en 1960 sumergió la población litoral de Kapoho, situada a unos 30 kilómetros del origen. La erupción fisural más larga y mayor registrada en el Kilauea empezó en 1983 y continúa hasta hoy, sin signos de disminuir. La primera descarga empezó a lo largo de una fisura de 6 kilómetros de longitud en la que se formó una «cortina de fuego» de 100 metros de altura conforme la lava era expulsada hacia el cielo. Cuando se localizó la actividad, se formó un cono de ceniza y salpicaduras al que se dio el nombre hawaiano *Puu Oo*. Durante los tres años siguientes, el patrón eruptivo general consistía en períodos cortos (de horas a días) en los que se expulsaban fuentes de lava rica en gas hacia el cielo. Detrás de cada acontecimiento hubo alrededor de un mes de inactividad.

En el verano de 1986 se abrió una nueva chimenea 3 kilómetros hacia el interior de la fisura. Aquí, la lava cordada de superficie lisa formó un lago de lava. En algunas ocasiones el lago se desbordó, pero con más frecuencia la lava se escapó a través de los túneles para alimentar las coladas cordadas que descendían por el flanco suroriental del volcán hacia el mar. Estas coladas destruyeron casi un centenar de casas rurales, cubrieron una carretera principal y acabaron desembocando en el mar. La lava se ha estado vertiendo de manera intermitente en el océano desde ese momento, añadiendo nueva superficie a la isla de Hawaii.

Situado justo a 32 kilómetros de la costa meridional del Kilauea, un volcán submarino, el Loihi, también es activo. Sin embargo, debe recorrer otros 930 metros antes de romper la superficie del océano Pacífico.

Conos de cenizas

Como su nombre sugiere, los **conos de cenizas** (también llamados **conos de escoria**) están construidos con fragmentos de lava proyectada que adoptan el aspecto de cenizas o escorias cuando empiezan a solidificarse durante su vuelo. Estos fragmentos tienen un tamaño que oscila entre la ceniza fina y las bombas, pero están formados principalmente por lapilli del tamaño de un guisante a una nuez. Normalmente producto de magma basáltico relativamente rico en gas, los conos de cenizas están formados por fragmentos redondeados a irregulares marcadamente vesiculares (contienen huecos) y de color negro a marrón rojizo. Recordemos que estos fragmentos de roca vesicular se denominan *escoria*. En ocasiones una erupción de magma rico en sílice generará un cono de cenizas de color claro compuesto por fragmentos de ceniza y pumita. Aunque los conos de ceniza están formados mayoritariamente por material piroclástico suelto, a veces expulsan lava. En esas ocasiones, las descargas proceden de las chimeneas situadas en la base o cerca de ella en lugar de proceder del cráter de la cima.

Los conos de cenizas tienen una forma característica muy sencilla, condicionada por el ángulo de reposo del material piroclástico suelto. Dado que las cenizas tienen un gran ángulo de reposo (el ángulo más empinado en el que el material permanece estable), los conos de cenizas jóvenes tienen pendientes empinadas, con *laderas* de entre 30 y 40 grados. Además, los conos de cenizas exhiben cráteres grandes y profundos en relación con el tamaño total de la estructura. Aunque son relativamente simétricos, muchos conos de cenizas son alargados y más altos por el lado por el que descendían los materiales durante las erupciones.

Normalmente, los conos de cenizas son fruto de un único episodio eruptivo que a veces dura sólo unas pocas semanas y en raras ocasiones supera unos pocos años. Una vez este acontecimiento para, el magma del tubo que conecta la chimenea a la cámara magmática se solidifica y el volcán no vuelve a entrar en erupción jamás. Como consecuencia de esta corta vida, los conos de cenizas son pequeños, normalmente entre 30 y 300 metros y rara vez superan los 700 metros de altura (*véase* Figura 5.6).

Los conos de cenizas se encuentran a millares en todo el mundo. Algunos están situados en campos volcánicos como el que se encuentra cerca de Flagstaff, Arizona, que está formado por unos 600 conos. Otros son conos parásitos de volcanes más grandes. El Etna, por ejemplo, tiene docenas de conos de cenizas que salpican sus flancos.

Parícutin: vida de un cono de cenizas de variedad jardín Uno de los escasos volcanes que los geólogos han estudiado desde su principio hasta su fin es el cono de cenizas denominado Parícutin, situado a unos 320 kilómetros al oeste de la ciudad de México. En 1943, empezó su fase eruptiva en un campo de maíz propiedad de Dionisio Pulido, quien presenció el acontecimiento mientras preparaba el campo para el cultivo.

Durante dos semanas antes de la primera erupción, numerosos temblores de tierra atemorizaron al pueblo cercano de Parícutin. A continuación, el 20 de febrero, empezaron a salir gases sulfurosos de una pequeña depresión que había estado en el maizal durante todo el tiempo que la gente podía recordar. Por la noche, fragmentos de roca incandescente y caliente lanzados al aire desde el agujero produjeron una espectacular exhibición de fuegos artificiales. Las descargas explosivas continuaron, lanzando de vez en cuando fragmentos calientes y cenizas a una altura de hasta 6.000 metros por encima del anillo del cráter. Los fragmentos mayores caían cerca del cráter, algunos permanecían incandescentes mientras descendían rodando por la ladera. Éstos construyeron un cono de aspecto estéticamente agradable, mientras que la ceniza más fina caía sobre un área mucho mayor, quemando y, por fin, cubriendo el pueblo de Parícutin. Durante el primer día, el cono creció hasta 40 metros y el quinto día alcanzaba 100 metros de altura. Durante el primer año, se había descargado más del 90 por ciento del total del material proyectado.

La primera colada de lava procedió de una fisura que se abrió justo al norte del cono, pero después de unos pocos meses empezaron a surgir coladas de la misma base del cono. En junio de 1944, una colada de escorias de tipo aa de 10 metros de grosor cubrió gran parte del pueblo de San Juan Parangaricutiro, dejando únicamente a la vista la torre de la iglesia (Figura 5.7). Después de nueve años de explosiones piroclásticas intermitentes y una descarga casi continua de lava de las chimeneas de la base, la actividad cesó casi tan rápidamente como había empezado. En la actualidad, el Parícutin no es más que otro de los numerosos conos de cenizas inactivos que salpican el paisaje de esta región de México. Como los otros, probablemente no volverá a hacer erupción.

Conos compuestos

Los volcanes más pintorescos aunque potencialmente peligrosos de la Tierra son los **conos compuestos** o **estratovolcanes** (Figura 5.8). La mayoría se encuentra en una zona relativamente estrecha que rodea el océano Pacífico, a la que se denomina con bastante propiedad, el *anillo de fuego* (*véase* Figura 5.20). Esta zona activa incluye una ca-



◀ **Figura 5.7** La localidad de San Juan Parangaricutiro cubierta por lava aa del Parícutin, que aparece al fondo. Sólo quedan las torres de la iglesia. (Foto de Tad Nichols.)



▲ **Figura 5.8** Monte Shasta, California, uno de los conos compuestos más grandes de la cordillera Cascade. Shastina es el volcán parásito más pequeño de la izquierda. (Foto de David Muench.)

dena de volcanes continentales que se distribuyen a lo largo de la costa occidental de Suramérica y Norteamérica, incluidos los grandes conos de los Andes y la cordillera Cascade del oeste de Estados Unidos y Canadá. Este último grupo incluye el monte Santa Elena, el monte Rainier y el monte Garibaldi. Las regiones más activas del Anillo de Fuego se encuentran a lo largo de cinturones curvados de islas volcánicas adyacentes a las fosas oceánicas profundas del pacífico septentrional y occidental. Esta cadena casi continua de volcanes se extiende desde las islas Aleutianas hasta el Japón y las Filipinas y acaba en la isla Norte de Nueva Zelanda.

El cono compuesto clásico es una gran estructura, casi simétrica, compuesta por lava y depósitos piroclásticos. Exactamente igual que los volcanes en escudo deben su forma a las lavas basálticas fluidas, los conos compuestos reflejan la naturaleza del material que expulsan. En su mayor parte, los conos compuestos son fruto de magma rico en gas con una composición andesítica. (Los conos compuestos también pueden emitir cantidades diversas de material con una composición basáltica o riolítica.) En relación con los escudos, los magmas ricos en sílice típicos de los conos compuestos generan lavas viscosas y gruesas que recorren distancias cortas. Además, los conos compuestos pueden generar erupciones explosivas que expulsan grandes cantidades de material piroclástico.

El crecimiento de un cono compuesto «típico» empieza con la emisión de material piroclástico y lava de la chimenea central. Conforme la estructura madura, las lavas tienden a fluir de las fisuras que se desarrollan en los flancos inferiores del cono. Esta actividad puede alternarse con erupciones explosivas que expulsan material piroclástico del cráter de la cima. Algunas veces pueden producirse simultáneamente ambas actividades.

Una forma cónica, con un área de la cima empinada y flancos más gradualmente inclinados, es típica de muchos conos compuestos grandes. Este perfil clásico, que adorna calendarios y postales, es en parte consecuencia de cómo las lavas viscosas y las emisiones piroclásticas contribuyen al crecimiento del cono. Los fragmentos gruesos expulsados desde el cráter de la cima tienden a acumularse cerca de su origen. Debido a su gran ángulo de reposo, los materiales gruesos contribuyen a las inclinaciones empinadas de la cima. Por otro lado, las emisiones más finas se depositan como una capa delgada por encima de un área extensa, lo cual sirve para allanar el flanco del cono. Además, durante las primeras etapas del crecimiento, las lavas tienden a ser más abundantes y a fluir a distancias más largas de la chimenea que las lavas posteriores. Eso contribuye a la base ancha del cono. Conforme el volcán madura, las coladas cortas procedentes de la chimenea central sirven para blindar y fortalecer el área de la cima. Por consiguiente, puede haber laderas empinadas que superan los 40 grados. Dos de los conos más perfectos (el monte Mayon de las Filipinas y el Fujiyama en Japón) exhiben la forma clásica que cabe esperar de un cono compuesto, con su cima empinada y los flancos suavemente inclinados.

Pese a su forma simétrica, la mayoría de conos compuestos tiene una historia compleja. Los grandes montículos de derrubios que rodean muchos conos proporcionan pruebas de que, en el pasado remoto, una gran sección

del volcán se deslizó descendiendo por la ladera como un deslizamiento pasivo. Otros desarrollan depresiones en forma de herradura en sus cimas como consecuencia de las erupciones explosivas o, como ocurrió durante la erupción de 1980 del monte Santa Elena, una combinación de un deslizamiento y la erupción de 0,6 kilómetros cúbicos de magma que dejaron un gran vacío en el lado septentrional del cono. A menudo, ha tenido lugar tanta reconstrucción desde estas erupciones que no queda ninguna huella de la cicatriz en forma de anfiteatro. El Vesuvio, en Italia, nos proporciona otro ejemplo de la historia compleja de una región volcánica. Este volcán joven se formó en el mismo lugar en el que una erupción que tuvo lugar en el año 79 d.C. había destruido un cono más antiguo. En la sección siguiente nos fijaremos en otro aspecto de los conos compuestos: su naturaleza destructiva.

Vivir a la sombra de un cono compuesto

En los últimos 200 años, han entrado en erupción más de 50 volcanes en Estados Unidos (Figura 5.9). Afortunadamente las más explosivas de esas erupciones, excepto la del volcán Santa Elena en 1980, sucedieron en regiones muy poco habitadas de Alaska. A escala mundial, han tenido lugar numerosas erupciones destructivas durante los últimos miles de años, algunas de las cuales pueden haber influido en el curso de la civilización humana.

El continente perdido de la Atlántida

Los antropólogos han propuesto que una erupción catastrófica en la isla de Santorini (también llamada Tera) contribuyó al hundimiento de la avanzada civilización minoica, centrada en torno a Creta, en el mar Egeo (Figura 5.10). Este acontecimiento también dio origen a la leyenda perdurable del continente perdido de la Atlántida. Según un escrito del filósofo griego Platón, un imperio insular llamado Atlántida fue absorbido por el mar en un día y una noche. Aunque la conexión entre la Atlántida de Platón y la civilización minoica es algo tenue, no hay duda de que una erupción catastrófica tuvo lugar en Santorini alrededor del año 1.600 a.C.

Esta erupción generó una *columna eruptiva* alta y ondulante compuesta por grandes cantidades de materiales piroclásticos. Llovieron ceniza y pumita procedentes de esta pluma durante varios días y el paisaje circundante acabó cubierto a una profundidad máxima de 60 metros. Una ciudad minoica cercana, ahora llamada Akrotiri, quedó enterrada y sus restos permanecieron ocultos hasta 1967, cuando los arqueólogos empezaron a investigar la

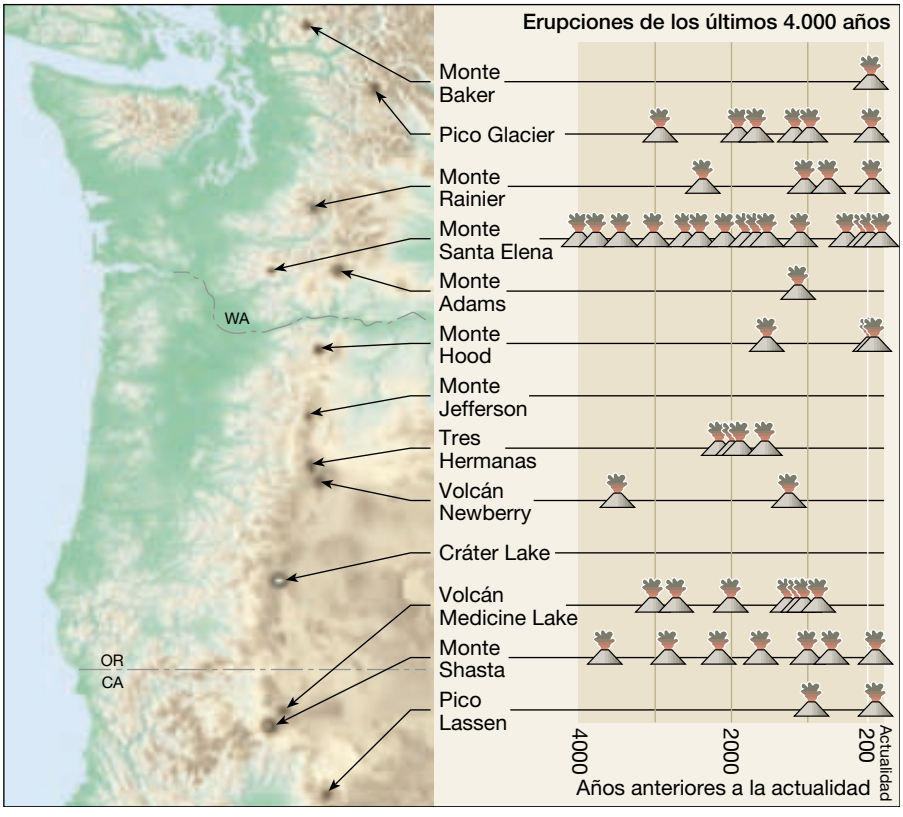
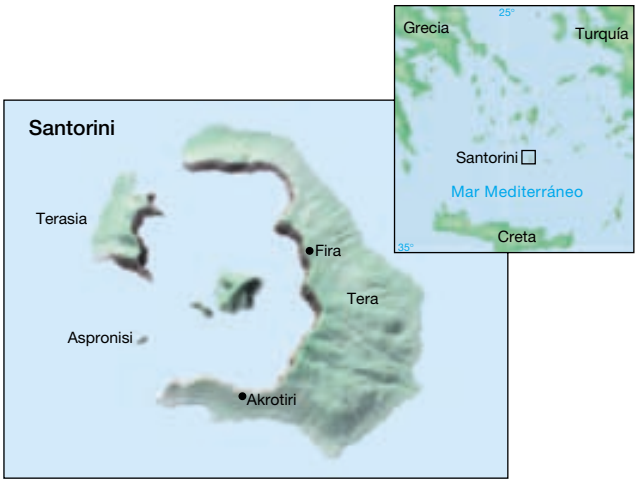


Figura 5.9 De los 13 volcanes potencialmente activos de la cordillera Cascade, 11 han hecho erupción en los últimos 4.000 años y 7 en sólo los últimos 200 años. Más de 100 erupciones, la mayoría de las cuales fueron explosivas, han sucedido en los últimos 4.000 años. El Santa Elena es el volcán más activo de la cordillera Cascade. Sus erupciones han oscilado entre expulsiones de lava relativamente tranquilas a acontecimientos explosivos mucho mayores que el del 18 de mayo de 1980. Cada símbolo de erupción en el diagrama representa de una a doce erupciones en muy poco espacio de tiempo. (Tomado de U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 5.10** Mapa que muestra los restos de la isla volcánica de Santorini después de que la parte superior del cono se hundiera en la cámara magmática vacía tras una erupción explosiva. Se muestra la localización de la población minoica recientemente excavada de Akrotiri. Las erupciones volcánicas durante los últimos 500 años formaron las islas centrales. Pese a la posibilidad de que se produzca otra erupción destructiva, la ciudad de Fira se edificó en los flancos de la caldera.

zona. La excavación de bellas jarras de cerámica y pinturas murales elaboradas indica que Akrotiri daba cobijo a una sociedad rica y sofisticada.

Tras la emisión de esta gran cantidad de material, la cima del Santorini se hundió, produciendo una caldera de 8 kilómetros de diámetro. En la actualidad este volcán, antes majestuoso, consiste en cinco pequeñas islas. La erupción y el hundimiento del Santorini generaron grandes olas marinas (*tsunamis*) que provocaron la destrucción generalizada de las poblaciones costeras de Creta y las islas cercanas situadas al norte.

Aunque algunos expertos sugieren que la erupción del Santorini contribuyó a la desaparición de la civilización minoica, ¿fue esta erupción la principal causa de la descomposición de esta gran civilización o sólo uno de los muchos factores desencadenantes? ¿Fue Santorini el continente insular de la Atlántida descrito por Platón? Cualesquiera que sean las respuestas a estas preguntas, es claro que el vulcanismo puede cambiar drásticamente el curso de los acontecimientos humanos.

Erupción del Vesuvio 79 d.C.

Además de producir alguna de la actividad volcánica más violenta, los conos compuestos pueden entrar en erupción inesperadamente. Uno de los acontecimientos de este tipo mejor documentados fue la erupción, en el año 79 d.C., del volcán italiano que ahora llamamos Vesuvio. Antes de esta erupción, el Vesuvio había estado dormido durante siglos y había viñedos adornando sus solanas. Sin embargo, el 24 de agosto la tranquilidad acabó y, en menos de 24 horas, la ciudad de Pompeya (cerca de Nápoles) y más de 2.000 de sus 20.000 habitantes desaparecieron. Algunos quedaron sepultados debajo de una capa de pumita de casi 3 metros de grosor, mientras otros quedaron enterrados por una capa de cenizas solidificadas. Permanecieron así durante casi diecisiete siglos, hasta que se excavó parcialmente la ciudad, dando a los arqueólogos una imagen magníficamente detallada de la vida en la antigua Roma.

Conciliando los registros históricos con los estudios científicos detallados de la región, los vulcanólogos han recompuesto la cronología de la destrucción de Pompeya. Es muy probable que la erupción empezara con descargas de vapor la mañana del 24 de agosto. A primeras horas de la tarde las cenizas finas y los fragmentos de pumita formaron una nube eruptiva alta que emanaba del Vesuvio. Poco después, los derrubios de esta nube empezaron a caer sobre Pompeya, situada a 9 kilómetros viento a favor del volcán. Sin duda, muchas personas huyeron durante esta primera fase de la erupción. Durante las horas siguientes, cayeron sobre Pompeya fragmentos de pumita de hasta 5 centímetros. Según un registro histórico de esta erupción, las personas que vivían más alejadas de Pompeya se ataron almohadas a la cabeza para esquivar los fragmentos que volaban.

La caída de pumita continuó durante varias horas, acumulándose a una velocidad de 12 a 15 centímetros por hora. La mayoría de los techos de Pompeya acabaron cediendo. Pese a la acumulación de más de 2 metros de pumita, es probable que muchas de las personas que no habían salido de Pompeya estuvieran vivas todavía la mañana del 25 de agosto. Entonces, de repente y de una manera inesperada, una oleada de polvo y gas ardientes descendió con rapidez por los flancos del Vesuvio. Se calcula que esta oleada mató a 2.000 personas que de alguna manera habían conseguido sobrevivir a la caída de pumita. Los derrubios que volaban podían haber matado a algunas personas, pero la mayoría murió de asfixia como consecuencia de la inhalación de gases cargados de cenizas. Sus restos quedaron rápidamente enterrados por la ceniza que caía, que la lluvia cimentó en una masa dura antes de que sus cuerpos tuvieran tiempo de descomponerse. La posterior descomposición de los cuerpos produjo cavidades en la ceniza solidificada que reproducían exactamente la forma de los cuerpos sepultados, conservando incluso las expresiones faciales en algunos casos. Los excavadores del siglo XIX encontraron estas cavidades y crearon moldes de los cadáveres echando escayola en los huecos. Algunos de los moldes de escayolas muestran víctimas que intentan cubrirse las bocas en un esfuerzo por tomar lo que sería su último aliento.

En la actualidad los vulcanólogos piensan que varias coladas destructivas de gas caliente y asfixiante cargado de

cenizas invadieron los campos de los alrededores del Vesuvio. Los esqueletos excavados de la población cercana de Herculano indican que la mayoría de sus habitantes murieron probablemente a causa de estas coladas. Además, es probable que muchos de los que huyeron de Pompeya toparan con un destino parecido. Se calcula que 16.000 personas pudieron haber muerto en este acontecimiento trágico e inesperado.

Nubes ardientes: una colada piroclástica mortal

Aunque la destrucción de Pompeya fue catastrófica, las **coladas piroclásticas,** constituidos por gases calientes infundidos con cenizas y fragmentos rocosos más grandes incandescentes pueden ser incluso más devastadores. Los flujos calientes más destructivos, llamados **nubes ardientes** (y también denominados *avalanchas incandescentes*), son capaces de correr por las empinadas laderas volcánicas incandescentes a velocidades que pueden aproximarse a los 200 kilómetros por hora (Figura 5.11).

La parte basal de una nube ardiente próxima al suelo es rica en materia particulada suspendida en chorros de gases que circulan a través de la nube. Algunos de estos gases han escapado de fragmentos volcánicos recién expulsados. Además, el aire que es alcanzado y atrapado por una nube ardiente que avanza puede calentarse lo suficiente como para transmitir capacidad de flotación al material particulado de la nube ardiente. Por tanto, estas corrientes, que pueden incluir fragmentos de roca más grandes además de las cenizas, viajan pendiente abajo en un medio casi carente de fricción. Esto puede explicar por qué algunos depósitos de nubes ardientes se extienden a lo largo de más de 100 kilómetros desde su origen.

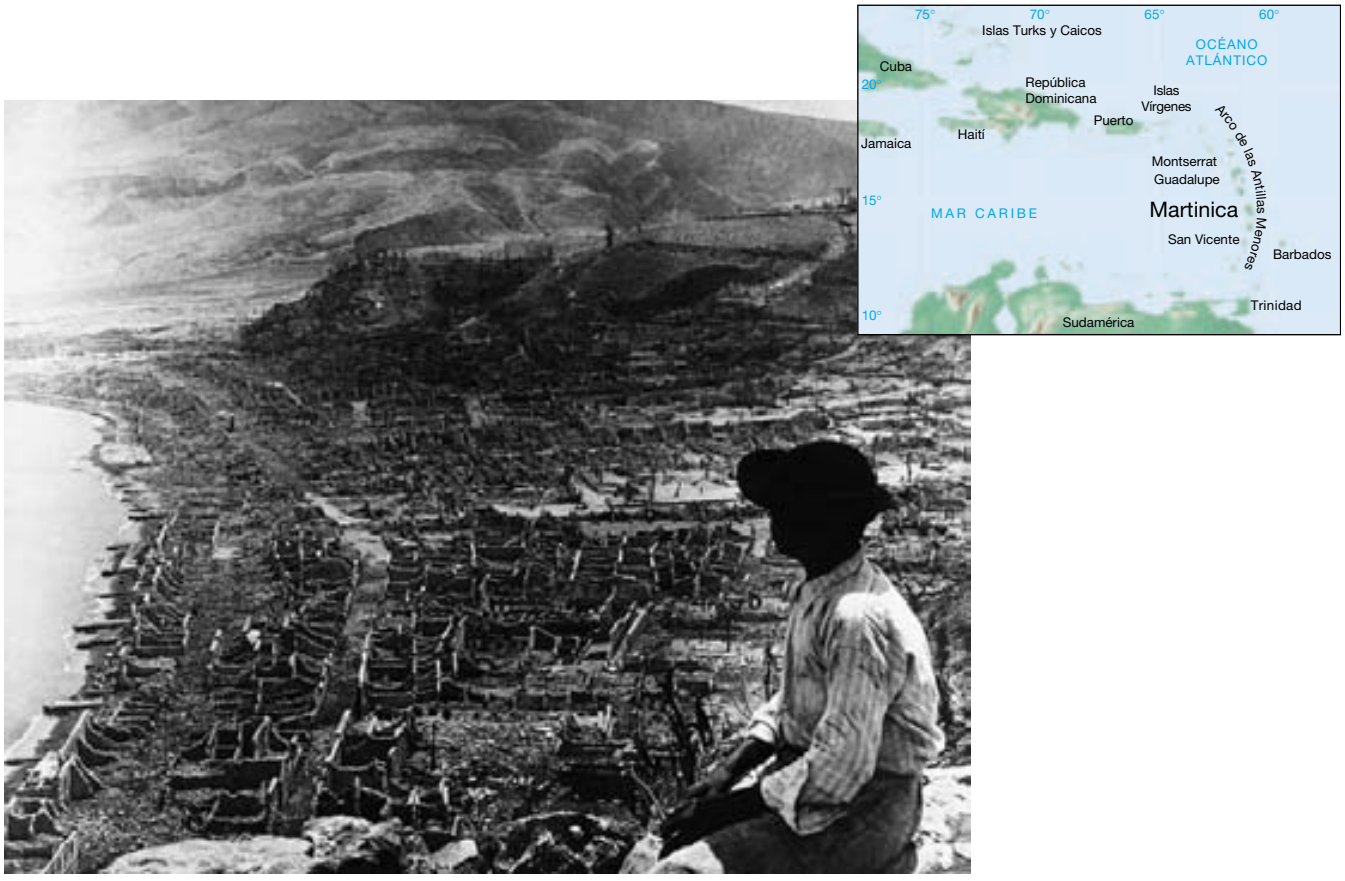


▲ **Figura 5.11** Una nube ardiente desciende por la ladera del monte Santa Elena el 7 de agosto de 1980, a velocidades que superan los 100 kilómetros por hora. (Foto de Peter W. Lipman, U. S. Geological Survey.)

La fuerza de la gravedad es la fuerza que hace que estos flujos más pesados que el aire desciendan de una manera muy parecida a un alud de nieve. Algunas coladas piroclásticas aparecen cuando una erupción potente expulsa lateralmente material piroclástico de la ladera de un volcán. Probablemente con más frecuencia las nubes ardientes se forman a partir del colapso de columnas eruptivas altas que se forman encima de un volcán durante un acontecimiento explosivo. Una vez la gravedad supera el impulso ascendente inicial proporcionado por los gases que escapan, los materiales expulsados empiezan a caer. Cantidades masivas de bloques incandescentes, cenizas y fragmentos de pumita que caen sobre el área de la cima empiezan a caer en cascada, vertiente bajo por la influencia de la gravedad. Se ha observado que los fragmentos mayores descienden los flancos de un cono botando, mientras que los materiales más pequeños viajan rápidamente como una nube con forma de lengua en expansión.

La destrucción de San Pedro En 1902 una nube ardiente procedente de la montaña Pelée, un pequeño volcán de la isla caribeña de la Martinica, destruyó la ciudad portuaria de San Pedro. La destrucción ocurrió en minutos y fue tan devastadora que murieron casi los 28.000 habitantes de San Pedro. Sólo una persona de las afueras de la ciudad (un preso protegido en un calabozo) y unas pocas personas que estaban en barcos en el muelle se salvaron (Figura 5.12). Satis N. Coleman, en *Volcanoes, New and Old*, narra un vívido relato de este acontecimiento, que duró menos de cinco minutos.

> Vi San Pedro destruido. La ciudad fue cubierta por una gran ráfaga de fuego. […] Nuestro buque, el *Roraima*, llegó a San Pedro el jueves por la mañana. Durante horas antes de entrar en la rada, pudimos ver llamas y humo que ascendían de la montaña Pelée. […] Había un constante estruendo sordo. Era como la mayor refinería de petróleo del mundo ardiendo en la cima de una montaña. Hubo una tremenda explosión sobre las 7 h 45, poco después de que entráramos. La montaña estalló en pedazos. No hubo aviso. Una ladera del volcán se desmoronó y una sólida pared en



▲ **Figura 5.12** San Pedro con el aspecto que presentaba poco después de la erupción del monte Pelée, 1902. (Reproducido de la colección de la Biblioteca del Congreso.)

llamas fue lanzada directamente hacia nosotros. Sonaba como mil cañones. […] El aire era cada vez más sofocante y nosotros estábamos en medio de todo ello. Por donde la masa de fuego golpeaba el mar, el agua hervía y elevaba enormes columnas de vapor. […] La explosión de fuego del volcán duró sólo unos pocos minutos. Marchitó e incendió todo lo que tocó. Se conservaban en San Pedro miles de barriles de ron, que explotaron por el terrible calor. […] Antes de que el volcán estallara, las tierras de San Pedro estaban cubiertas de personas. Después de la explosión, no se veía alma viviente en la tierra*.

Poco después de esta erupción desastrosa, los científicos llegaron al escenario. Aunque San Pedro estaba cubierto por sólo una fina capa de derrubios volcánicos, descubrieron que los muros de mampostería de casi un metro de grosor habían sido derribados como fichas de dominó; las raíces de los árboles estaban boca arriba y los cañones habían sido arrancados de sus soportes. Otro recuerdo de la fuerza destructiva de esta nube ardiente se conserva en las ruinas del hospital psiquiátrico. Una de las inmensas sillas de acero que se habían utilizado para confinar a los pacientes alcohólicos se puede ver hoy, retorcida, como si estuviera hecha de plástico.

Lahares: corrientes de barro en conos activos e inactivos

Además de sus violentas erupciones, los grandes conos compuestos pueden producir un tipo de corriente de barro denominado por su nombre indonesio **lahar.** Estas coladas destructivas se producen cuando los derrubios volcánicos se saturan de agua y se mueven rápidamente pendiente abajo por las laderas volcánicas, siguiendo normalmente los valles de los ríos. Algunos lahares se desencadenan cuando grandes volúmenes de hielo y nieve se funden durante una erupción. Otros se producen cuando una lluvia intensa satura los depósitos volcánicos meteorizados. Por tanto, pueden aparecer lahares aun cuando un volcán *no* esté en erupción.

* Nueva York: John Day, 1946, págs. 80-81.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Algunas de las mayores erupciones volcánicas, como la erupción del Krakatoa, deben haber sido impresionantes. ¿Cómo fue?

El 27 de agosto de 1883, en lo que ahora es Indonesia, la isla volcánica de Krakatoa explotó y fue casi arrasada. El ruido de la explosión se oyó a una distancia increíble de 4.800 kilómetros, en la isla Rodríguez, en el océano Índico occidental. El polvo procedente de la explosión fue propulsado a la atmósfera y circundó la Tierra en vientos de gran altitud. Este polvo produjo puestas de sol inusuales y bellas durante casi un año.

La explosión no mató directamente a muchas personas, porque la isla estaba deshabitada. Sin embargo, el desplazamiento de agua como consecuencia de la energía liberada durante la explosión fue enorme. La *ola marina sísmica* o *tsunami* resultante excedió los 35 metros de altura. Arrasó la región litoral del estrecho de Sunda entre las islas próximas de Sumatra y Java, inundando más de 1.000 poblaciones y llevándose más de 36.000 vidas. La energía transportada por esta ola alcanzó todas las cuencas oceánicas y se detectó en estaciones de registro de mareas tan lejanas como las de Londres y San Francisco.

Cuando el volcán Santa Elena hizo erupción en 1980, se formaron varios lahares. Estas corrientes y las avenidas que las acompañaron fueron pendiente abajo hacia los valles del río Toutle a velocidades que superaron los 30 kilómetros por hora. Los niveles del agua del río subieron 4 metros por encima del nivel máximo, destruyendo o dañando seriamente casi todas las casas y puentes a lo largo del área afectada. Por fortuna, el área no estaba densamente poblada.

En 1985 se produjeron lahares mortales durante una pequeña erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 metros situado en los Andes, en Colombia. El material piroclástico caliente fundió el hielo y la nieve que cubrían la montaña e hizo descender torrentes de cenizas y derrubios a los tres principales valles fluviales que flanquean el volcán. Alcanzando velocidades de 100 kilómetros por hora, estas corrientes de barro se llevaron de una manera trágica 25.000 vidas.

Muchos consideran que el monte Rainier, en Washington, es el volcán más peligroso de Estados Unidos, porque, como el Nevado del Ruiz, tiene un grueso manto de nieve y hielo durante todo el año. Se añade al riesgo el hecho de que 100.000 personas viven en los valles que rodean el Rainier y se han construido muchas casas en los lahares que fluyeron pendiente abajo del volcán hace centenares o millares de años. Una erupción futura, o quizás solamente un período de precipitaciones intensas, puede producir lahares que probablemente seguirán caminos parecidos.

Otras formas volcánicas

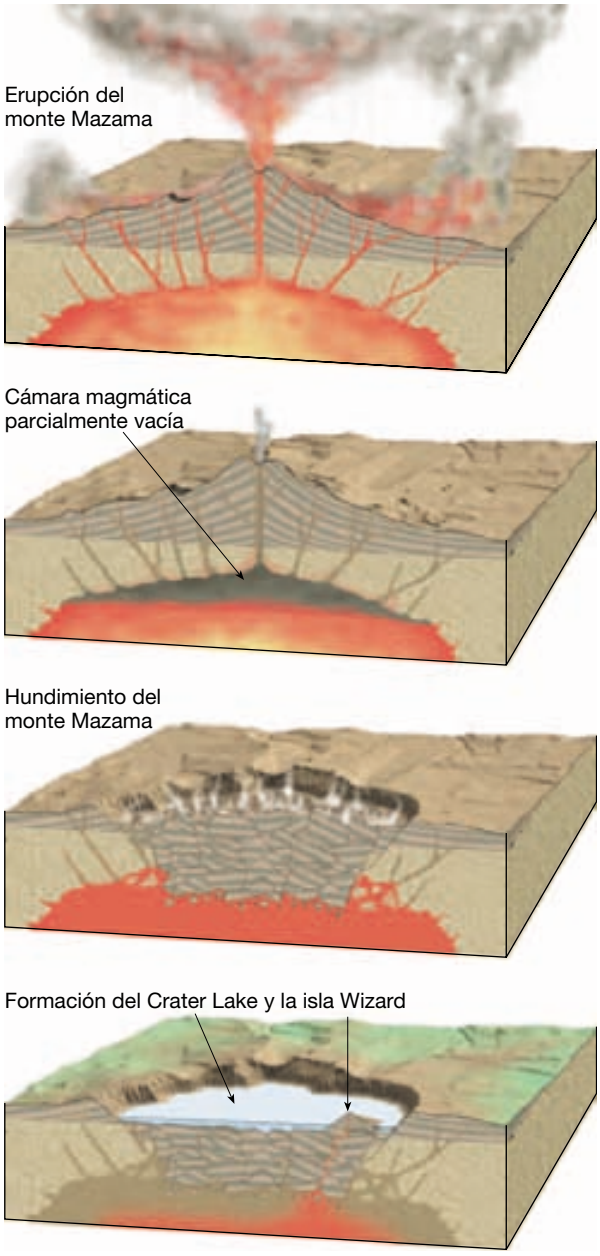
La estructura volcánica más obvia es el cono. Pero hay también otros relieves distintivos de la actividad volcánica.

Calderas

Las **calderas** (*caldaria* = cazo) son grandes depresiones de colapso con una forma más o menos circular. Sus diámetros superan el kilómetro y muchas tienen un diámetro de decenas de kilómetros. (Las depresiones con menos de un kilómetro de diámetro se llaman *calderas de hundimiento*.) La mayoría de calderas se forman por uno de los procesos siguientes: (1) el hundimiento de la cima de un volcán compuesto después de una erupción explosiva de fragmentos de pumita rica en sílice y cenizas; (2) el hundimiento de la parte superior de un volcán en escudo provocado por un drenaje subterráneo desde una cámara magmática central, y (3) el hundimiento de una gran área, independiente de cualquier estructura volcánica preexistente, provocado por la descarga de volúmenes colosales de pumita rica en sílice y cenizas a lo largo de fracturas en anillo.

Calderas de tipo Crater Lake El Crater Lake, Oregón, se encuentra en una caldera con un diámetro máximo de 10 kilómetros y 1.175 metros de profundidad. Esta caldera se formó hace unos 7.000 años, cuando un cono compuesto, que después se llamó monte Mazama, expulsó de una manera violenta entre 50 y 70 kilómetros cúbicos de material piroclástico (Figura 5.13). Con la pérdida de soporte, se hundieron 1.500 metros de la cima de este cono, que había sido prominente. Después del hundimiento, el agua de la lluvia llenó la caldera. La actividad volcánica posterior construyó un pequeño cono de cenizas en el lago. En la actualidad, este cono, llamado Wizard Island, representa un recuerdo mudo de la actividad del pasado.

Calderas de tipo hawaiano Aunque la mayoría de las calderas se produce por *hundimiento después de una erupción explosiva*, algunas no se crean así. Por ejemplo, los volcanes en escudo activos de Hawaii, el Mauna Loa y el Kilauea, tienen grandes calderas en sus cimas. La del Kilauea mide 3,3 kilómetros por 4,4 kilómetros y tiene 150 metros de profundidad. Cada caldera se formó por subsidencia gradual de la cima conforme el magma drenaba de una manera lenta y lateralmente desde la cámara magmática central hacia una zona de fisuras, produciendo a menudo erupciones laterales.



▲ **Figura 5.13** Secuencia de acontecimientos que formaron el Crater Lake, Oregón. Hace alrededor de 7.000 años, una violenta erupción vació parcialmente la cámara magmática causando el hundimiento de la cima del primitivo monte Mazama. La lluvia y el agua subterránea contribuyeron a formar el Crater Lake, el lago más profundo de Estados Unidos. Las erupciones subsiguientes produjeron el cono de cenizas denominado isla Wizard. (De H. Williams, *The Ancient Volcanoes of Oregon.*)

Calderas de tipo Yellowstone Aunque la erupción de 1980 del volcán Santa Elena fue espectacular, palidece en comparación con lo que ocurrió hace 630.000 años en la región que ahora ocupa el Yellowstone National Park. Allí, se expulsaron alrededor de 1.000 kilómetros cúbicos de material piroclástico, que acabaron produciendo una caldera de 70 kilómetros de diámetro. Este acontecimiento provocó lluvias de ceniza que llegaron hasta el golfo de México. Son vestigios de esta actividad los numerosos géiseres y las aguas termales de la región.

A diferencia de las calderas asociadas con conos compuestos, estas depresiones son tan grandes y poco definidas que muchas permanecieron sin detectar hasta que se dispuso de imágenes aéreas, o de satélite, de gran calidad. Una de ellas, la caldera LaGarita, situada en las montañas San Juan del sur de Colorado, tiene una anchura de unos 32 kilómetros y una longitud de 80 kilómetros. Pese a las modernas técnicas cartográficas, todavía se desconoce el perfil completo de esta estructura.

La formación de una gran caldera de tipo Yellowstone empieza cuando un cuerpo magmático rico en sílice (riolítico) se sitúa cerca de la superficie, empujando hacia arriba las rocas suprayacentes. A continuación, se desarrollan fracturas de anillo en el techo, abriendo una vía hacia la superficie para el magma rico en gas y muy viscoso. Esto da inicio a una erupción explosiva de proporciones colosales que expulsa grandes volúmenes (que normalmente superan los 100 kilómetros cúbicos) de materiales piroclásticos, principalmente en forma de cenizas y fragmentos de pumita. Normalmente estos materiales forman una colada piroclástica que se extiende a través del paisaje a velocidades que pueden superar los 100 kilómetros por hora destruyendo los seres vivos que se encuentra a su paso. Después de detenerse, los fragmentos calientes de cenizas y pumita se funden, formando una toba soldada muy parecida a una colada de lava solidificada. Por último, con la pérdida de apoyo, el techo de la cámara magmática se hunde, generando una gran caldera.

Otro rasgo distintivo asociado con la mayoría de las grandes calderas es un lento levantamiento, o *resurgencia*, del suelo de la caldera después de una fase eruptiva. Por tanto, estas estructuras consisten en una depresión grande, más o menos circular con una región central elevada. La mayoría de las grandes calderas exhiben una historia compleja. En la región de Yellowstone, por ejemplo, han tenido lugar tres episodios de formación de calderas durante los últimos 2,1 millones de años. El más reciente de estos acontecimientos fue seguido por efusiones episódicas de lavas riolíticas y basálticas. Las pruebas geológicas sugieren que todavía existe un depósito de magma debajo de Yellowstone; por tanto, es posible otra erupción formadora de calderas, pero no es inminente.

Las calderas del tipo localizado en la llanura de Yellowstone del noroeste de Wyoming son las estructuras volcánicas más grandes de la Tierra. Algunos geólogos han comparado su fuerza destructiva con la del impacto de un asteroide pequeño. Por fortuna, en tiempos históricos

no se ha producido ninguna erupción de este tipo. Otros ejemplos de grandes calderas en Estados Unidos son la caldera de Long Valley de California y los Valles Caldera localizados al oeste de Los Álamos, Nuevo México.

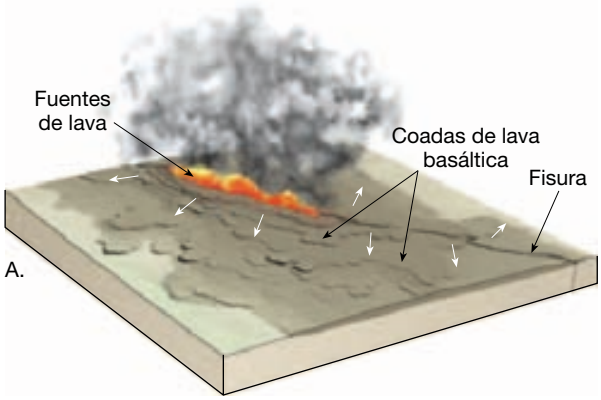
Erupciones fisurales y llanuras de lava

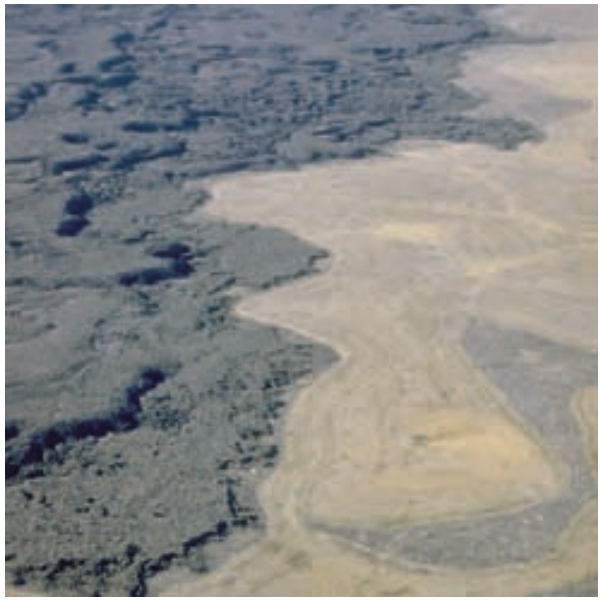
Pensamos en las erupciones volcánicas como constructoras de conos o escudos a partir de una chimenea central. Pero, lejos de esto, el mayor volumen de material volcánico es extruido por fracturas de la corteza denominadas **fisuras** (*fissura* = separación). En vez de construir un cono, estas grietas, largas y estrechas, permiten la salida de lavas basálticas de baja viscosidad, tipo hawaiiano, que recubren amplias áreas.

La extensa llanura de Columbia, en el noroeste de Estados Unidos, se formó de esta manera (Figura 5.14). Aquí, numerosas **erupciones fisurales** expulsaron lava basáltica muy líquida (Figura 5.15). Coladas sucesivas, algunas de hasta 50 metros de espesor, enterraron el relieve previo conforme iban construyendo una llanura de lava (plateau) que tiene casi kilómetro y medio de grosor. La naturaleza fluida de la lava es evidente, ya que parte de la lava permaneció fundida durante el tiempo suficiente para recorrer 150 kilómetros desde su origen. La expresión **basaltos de inundación** (flood basalts) describe de manera apropiada estas coladas. Las acumulaciones masivas de lava basáltica, parecidas a las de la llanura de Columbia, se producen en todo el mundo. Una de las más grandes es la meseta de Deccan, una gruesa secuencia de coladas basálticas llanas que cubren cerca de 500.000 kilómetros cuadrados al oeste de la India central. Cuando se formó la meseta de Deccan hace unos 66 millones de años, se expulsaron casi 2 millones de kilómetros cúbicos de lava en menos de un millón de años. Otro gran depósito de basaltos de inundación, llamado la llanura Ontong Java, se encuentra en el fondo del océano Pacífico. Más adelante



▲ **Figura 5.14** Áreas volcánicas que forman la llanura de Columbia en el Pacífico noroccidental. Los basaltos del río Columbia cubren un área de casi 200.000 kilómetros cuadrados. La actividad empezó aquí hace unos 17 millones de años conforme la lava salió de grandes fisuras, acabando por producir una llanura basáltica (plateau) con un grosor medio de más de un kilómetro. (Tomado de U. S. Geological Survey.)




B.

▲ **Figura 5.15** Cuando el volcán Santa Elena hizo erupción el 18 de mayo de 1980, se emitieron grandes cantidades de cenizas volcánicas en la atmósfera. Esta imagen de satélite se tomó menos de ocho horas después de la erupción. La nube de cenizas ya se había extendido hasta el oeste de Montana. Las cenizas volcánicas tienen un impacto a largo plazo en el clima global porque se depositan con rapidez. Un factor más importante que afecta al clima es la cantidad del gas dióxido de azufre emitido durante una erupción. (Foto cortesía del National Environmental Satellite Service.)

en este capítulo, en la sección «Actividad ígnea intraplaca», se ofrece una discusión sobre el origen de las grandes llanuras basálticas.

Islandia, que está localizada a horcajadas de la dorsal centroatlántica, ha experimentado erupciones fisurales de manera regular. Las erupciones más grandes de Islandia ocurridas en tiempos históricos tuvieron lugar en 1783 y se denominaron las erupciones laki. Una fractura de 25 kilómetros de largo generó más de veinte chimeneas que expulsaron inicialmente gases sulforosos y depósitos de ceniza que dieron lugar a diversos conos de ceniza pequeños. Esta actividad fue seguida de enormes flujos de lava basáltica muy fluida. El volumen total de lava expulsada por las erupciones laki fue superior a 12 kilómetros cúbicos. Los gases volcánicos redujeron el crecimiento de las praderas y mataron directamente a la mayor parte del ganado islandés. La hambruna subsiguiente causó 10.000 muertos.

Domos de lava

Al contrario de las lavas máficas, las lavas ricas en sílice, próximas al extremo félsico (riolítico) del espectro composicional, son tan viscosas que apenas fluyen. Conforme la lava es extruida fuera de la chimenea, puede producir una masa en forma de domo con paredes empinadas de lava solidificada denominada **domo de lava.**

Los domos de lava caracterizan los últimos estadios de actividad de conos compuestos maduros principalmente andesíticos (*véase* Recuadro 5.2). Estas estructuras riolíticas se forman en el cráter de la cima y conforme se forman estructuras parásitas en los flancos de estos conos después de una erupción explosiva de un magma rico en gases. Esto viene ilustrado por el domo volcánico que sigue «creciendo» desde la chimenea que produjo la erupción del volcán Santa Elena en 1980. Aunque la mayoría de los domos volcánicos se forman en asociación con conos compuestos preexistentes o volcanes en escudo, algunos se forman de manera independiente, como la línea de domos riolíticos y de obsidiana en los cráteres Mono de California.

Chimeneas y pitones volcánicos

La mayoría de los volcanes se alimentan de magma a través de cortos conductos, denominados *chimeneas*, que conectan la cámara magmática con la superficie. En raras circunstancias, las chimeneas pueden extenderse como tuberías hasta profundidades que superan los 200 kilómetros. Cuando esto ocurre, los magmas ultramáficos que migran hacia arriba por estas estructuras producen rocas que se consideran muestras del manto que han experimentado muy pocas alteraciones durante su ascenso. Los geólogos consideran estos conductos extraordinariamente profundos como «ventanas» al interior de la Tierra, ya que nos permiten ver rocas que normalmente se encuentran sólo a gran profundidad.

Las chimeneas volcánicas mejor conocidas son las estructuras sudafricanas cargadas de diamantes. Aquí, las rocas que rellenan las chimeneas se originaron a profundidades de al menos 150 kilómetros, donde la presión es lo bastante elevada como para generar diamantes y otros minerales de alta presión. La tarea de transportar magma esencialmente inalterado (junto con inclusiones de diamante) a través de 150 kilómetros de roca sólida es excepcional. Este hecho explica la escasez de los diamantes naturales.

Los volcanes situados en los continentes están siendo continuamente rebajados por la meteorización y la erosión. Los conos de ceniza son fácilmente erosionables, porque están compuestos de materiales no consolidados. Sin embargo, todos los volcanes acabarán por sucumbir a la erosión implacable a lo largo del tiempo geológico. Conforme progresa la erosión, la roca que ocupa la chimenea volcánica es a menudo más resistente y puede permanecer en pie sobre el terreno circundante mucho tiempo después de que el cono haya desaparecido. Shiprock, Nuevo México, es una estructura de este tipo y se denomina **pitón volcánico**. Esta estructura, más alta que mu-

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Si los volcanes son tan peligrosos, ¿por qué las personas viven en ellos o en sus proximidades?

Hay que tener en cuenta que muchas de las personas que viven cerca de los volcanes no escogieron el lugar; simplemente nacieron allí. Es posible que sus antepasados vivieran en la región durante generaciones. Históricamente las regiones volcánicas han atraído a muchas personas por sus suelos fértiles. No todos los volcanes tienen erupciones explosivas, pero todos los volcanes activos son peligrosos. En realidad, la elección de vivir cerca de un cono compuesto activo como el monte Santa Elena o el Soufriére Hills tiene un elevado riesgo inherente. Sin embargo, el tiempo transcurrido entre erupciones sucesivas puede ser de varias décadas o más (mucho tiempo para que las generaciones olviden la última erupción y consideren que el volcán está dormido y que, por tanto, es seguro). Otros volcanes, como el Mauna Loa o los de Islandia, están en permanente actividad, de modo que las poblaciones locales recuerdan vivamente las erupciones recientes. Muchas personas que escogen vivir cerca de un volcán activo creen que el riesgo *relativo* no es mayor que en otros lugares propensos al peligro. En esencia, apuestan que podrán vivir toda su vida antes de la próxima gran erupción.



Recuadro 5.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

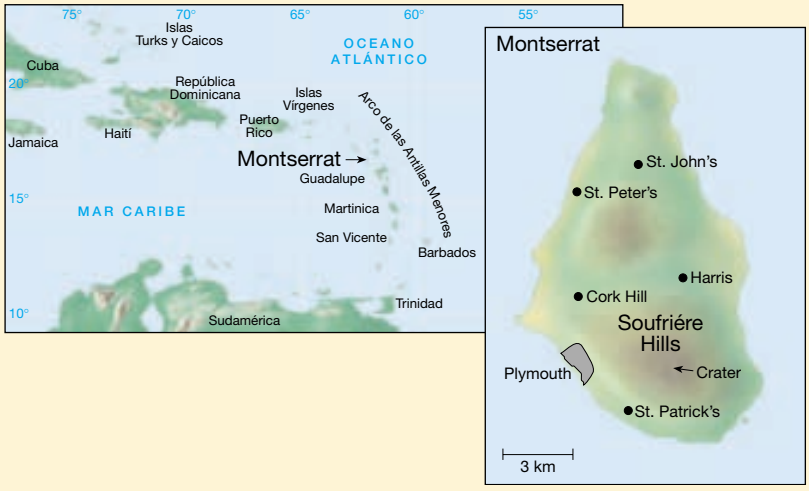
Crisis volcánica en Montserrat

Las Antillas Menores caribeñas son de origen fundamentalmente volcánico y se extienden desde cerca de la costa nororiental de América del Sur, en arco hacia Puerto Rico y las Islas Vírgenes (Figura 5.B). Poco antes de empezar el siglo XX, las devastadoras erupciones de los volcanes de la Martinica (montaña Pelée) y San Vicente (Soufriére) acabaron con la vida de más de 30.000 personas. Cuando el siglo XX llega a su fin, el Caribe es una vez más el centro de atracción para los vulcanólogos. Esta vez su atención se centra en la isla de Montserrat.

Esta pequeña isla está dominada por el volcán Soufriére Hills, que empezó a hacer erupción en julio de 1995, después de miles de años de inactividad. El volcán, como la mayoría de los volcanes caribeños, expulsa lava viscosa que mana a la superficie formando un domo de lava. Estos domos tienen la capacidad de producir devastadoras explosiones de roca pulverizada, cenizas y gases conocidos como coladas piroclásticas. Estas erupciones pueden ser extremadamente peligrosas, porque no suelen advertir de su inminencia.

La actividad del volcán Soufriére Hills incluyó muchas coladas grandes piroclásticas que acabaron por cubrir grandes zonas de la isla. Además, a veces las plumas de cenizas volcánicas alcanzaron alturas de 6.000 metros o más. En enero de 1998, muchos de los casi 12.000 residentes en la isla habían sido evacuados a las islas vecinas. La erupción del volcán causó, como mínimo, penurias y sufrimiento económico a las personas de Montserrat. El lado positivo es que la pérdida de vidas fue pequeña.

Desde que inició su actividad eruptiva, el Soufriére Hills se ha convertido en uno de los volcanes más controlados de todo el mundo. Casi inmediatamente después de que empezara la inesperada actividad, se estableció el observatorio de volcanes de Montserrat, en el que trabajaban científicos procedentes de la Universidad de las Indias Occidentales y del British Geological Survey. La montaña se llenó de sismómetros, inclinómetros y analizadores de gas. Se están recogiendo valiosos datos que quizá algún día contribuyan a proporcionar un método fiable de predicción de las erupciones volcánicas.



▲ **Figura 5.B** Mapa del Caribe y del arco de las Antillas Menores que muestra la localización de Montserrat y del volcán Soufriére Hills.

chos rascacielos, no es sino una de las formas de relieve que se alzan visiblemente en los rojos paisajes desérticos del sudoeste americano.

Actividad ígnea intrusiva

Los volcanes y otra actividad ígnea
▼ Actividad ígnea intrusiva

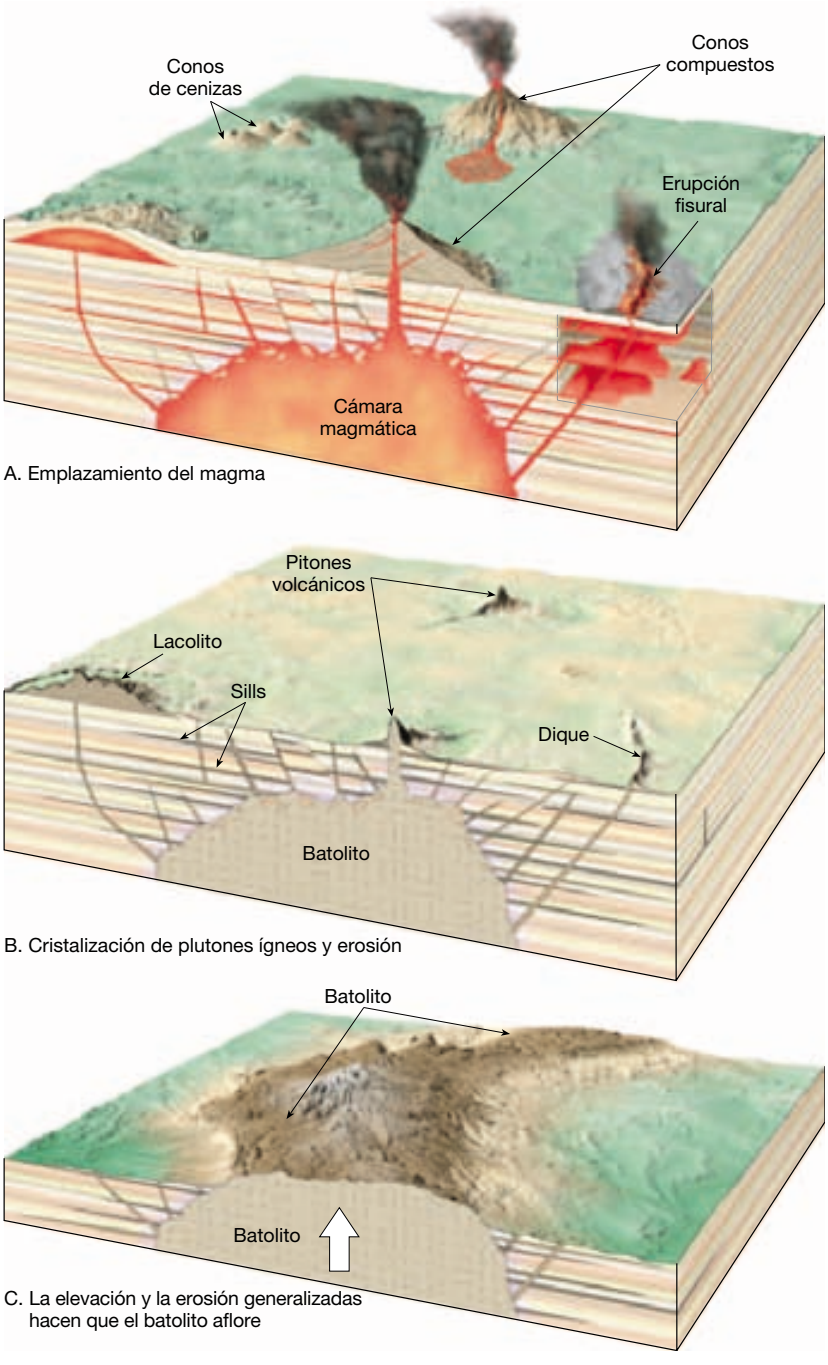
Las erupciones volcánicas pueden encontrarse entre los acontecimientos más violentos y espectaculares de la naturaleza y, por consiguiente, son dignos de un estudio detallado, pero la mayor parte de los magmas se emplazan en profundidad. Por tanto, el conocimiento de la actividad ígnea intrusiva es tan importante para los geólogos como el estudio de los acontecimientos volcánicos.

Las estructuras que son consecuencia de la ubicación del material ígneo en profundidad se denominan **plutones,** nombre que deben a Plutón, el dios del mundo subterráneo según la mitología clásica. Dado que todos los plutones se forman fuera de la vista debajo de la superficie terrestre, sólo pueden estudiarse después de ascender y de que la erosión los haya dejado expuestos. El reto reside en reconstruir los acontecimientos que generaron esas estructuras hace millones o incluso centenares de millones de años.

Por claridad, hemos separado la explicación del vulcanismo y de la actividad plutónica. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que esos diversos procesos ocurren de manera simultánea e implican básicamente los mismos materiales.

Naturaleza de los plutones

Se sabe que los plutones aparecen en una gran variedad de tamaños y formas. Algunos de los tipos más comunes se ilustran en la Figura 5.16. Obsérvese que algunas de esas estructuras tienen una forma tabular, mientras que otros son bastante masivos. Obsérvese también que algunos de estos cuerpos atraviesan estructuras existentes, como capas de roca sedimentaria; otros se forman cuando se inyecta el magma entre las capas sedimentarias. Debido a estas diferencias, los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican generalmente según su forma como **tabulares** (*tabula* = mesa) o **masivos** y por su orientación con respecto a la roca caja. Se dice que los plutones son **discordantes** (*discordare* = no concordar) si atraviesan las estructuras existentes y **concordantes** (*concordare* = concordar) si se forman en paralelo a estructuras como los estratos sedimentarios. Como puede verse en la Figura 5.16A, los plutones están muy relacionados con la actividad volcánica. Muchos de los ma-



▶ **Figura 5.16** Ilustraciones que muestran las estructuras ígneas básicas. **A.** Este corte muestra la relación entre el vulcanismo y la actividad ígnea intrusiva. **B.** Esta vista ilustra las estructuras ígneas intrusivas básicas, algunas de las cuales han aflorado debido a la erosión mucho tiempo después de su formación. **C.** Después de millones de años de elevación y erosión aflora en la superficie un batolito.

yores cuerpos intrusivos son los restos de cámaras magmáticas que en el pasado alimentaron volcanes.

Diques

Los **diques** son cuerpos tabulares discordantes producidos cuando el magma se inyecta en fracturas. La fuerza ejercida durante la inyección del magma puede ser lo bastante grande como para separar aún más las paredes de la fractura. Una vez cristalizadas, estas estructuras laminares tienen grosores que oscilan desde menos de un centímetro hasta más de un kilómetro. Los mayores tienen longitudes de varios centenares de kilómetros. La mayoría de los diques, sin embargo, tienen un grosor de unos pocos metros y se extienden lateralmente no más de unos pocos kilómetros.

Los diques suelen encontrarse en grupos que actuaron como los caminos verticales que seguía la roca fundida que alimentó las antiguas coladas de lava. El plutón progenitor no suele ser visible. Algunos diques se disponen en forma radial, como los radios de una rueda, desde un pitón volcánico erosionado. En estos casos, se supone que el ascenso activo del magma generó fisuras en el cono volcánico del cual fluyó la lava.

Los diques suelen meteorizarse más lentamente que las rocas circundantes. Cuando afloran como consecuencia de la erosión, los diques tienen el aspecto de una pared, como se muestra en la Figura 5.17



▲ **Figura 5.17** La estructura vertical del fondo es un dique, que es más resistente a la meteorización que la roca circundante. Este dique se encuentra al oeste de Granby, Colorado, cerca del Arapaho National Forest. (Foto de R. Jay Fleisher.)

Sills y lacolitos

Los sills y los lacolitos son plutones concordantes que se forman cuando el magma intruye en un ambiente cercano a la superficie. Tienen formas distintas y suelen tener una composición diferente.

Sills Los **sills** son plutones tabulares formados cuando el magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación (Figura 5.18). Los sills con disposición horizontal son los más comunes, aunque se sabe ahora que existe todo tipo de orientaciones, incluso verticales. Debido a su grosor relativamente uniforme y a su gran extensión lateral, los sills son probablemente el producto de lavas muy fluidas. Los magmas que tienen un bajo contenido de sílice son más fluidos, por eso la mayoría de los sills está compuesta por basaltos.

El emplazamiento de un sill exige que la roca sedimentaria situada encima de él sea levantada hasta una altura equivalente al grosor de la masa intrusiva. Aunque esto es una tarea formidable, en ambientes superficiales a menudo requiere menos energía que la necesaria para forzar el ascenso del magma a la distancia que falta hasta alcanzar la superficie. Por consiguiente, los sills se forman sólo a poca profundidad, donde la presión ejercida por el peso de las capas de roca situadas encima es pequeña. Aunque los sills se introducen entre capas, pueden ser localmente discordantes. Los grandes sills atraviesan con frecuencia las capas sedimentarias y retoman su naturaleza concordante en un nivel más alto.



▲ **Figura 5.18** Cañón del río Salt, Arizona. La banda oscura y esencialmente horizontal es un sill de composición basáltica que intruyó en las capas horizontales de roca sedimentaria. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Uno de los sills mayores y más estudiado de Estados Unidos es el sill de Palisades que aflora a lo largo de 80 kilómetros en el margen occidental del río Hudson, en el sureste de Nueva York y el noreste de Nueva Jersey; este sill tiene un grosor de unos 300 metros. Dada su naturaleza resistente, el sill de Palisades constituye un imponente resalte que puede verse con facilidad desde el lado opuesto del Hudson.

En muchos aspectos, los sills se parecen mucho a las coladas de lava enterradas. Las dos son tabulares y a menudo muestran disyunción columnar. Las **diaclasas columnares** se forman conforme las rocas ígneas se enfrían y desarrollan fracturas de contracción que producen columnas alargadas parecidas a pilares. Además, dado que los sills se forman en general en ambientes próximos a la superficie y pueden tener sólo unos pocos metros de grosor, el magma emplazado se enfría a menudo con la suficiente rapidez como para generar una textura afanítica.

Cuando se intenta reconstruir la historia geológica de una región, resulta importante diferenciar entre sills y coladas de lava enterradas. Por fortuna, al estudiarse de cerca, estos dos fenómenos son fáciles de distinguir. La porción superior de una colada de lava enterrada suele contener huecos producidos por las burbujas de gas que escaparon. Además, sólo las rocas situadas debajo de la colada muestran signos de metamorfismo. Los sills, por otro lado, se forman cuando el magma es introducido de forma forzada entre capas sedimentarias. Por tanto, sólo en los sills pueden encontrarse fragmentos de las rocas situadas encima. Las coladas de lava, por el contrario, son extruidas antes de que se depositen los estratos superiores. Además, las zonas metamorfizadas por encima y debajo de la roca son típicas de los sills.

Lacolitos Los **lacolitos** son similares a los sills porque se forman cuando el magma se introduce entre capas sedimentarias en un ambiente próximo a la superficie. Sin embargo, el magma que genera los lacolitos es más viscoso. Este magma menos fluido se acumula formando una masa lenticular que deforma los estratos superiores (*véase* Figura 5.16). Por consiguiente, un lacolito puede detectarse a veces por el bulto en forma de domo que crea en la superficie.

Los lacolitos más grandes probablemente no superan unos pocos kilómetros de anchura. Las montañas Henry del sureste de Utah están compuestas en su mayor parte por varios lacolitos que, según se cree, fueron alimentados por un cuerpo magmático mucho mayor emplazado en sus proximidades.

Batolitos

Con mucho, los cuerpos ígneos intrusivos mayores son los **batolitos** (*bathos* = profundidad; *lithos* = piedra). La mayor parte de las veces, los batolitos aparecen en grupos que forman estructuras lineales de varios centenares de kilómetros de longitud y de hasta 100 kilómetros de anchura, como se muestra en la Figura 5.19. El batolito Idaho, por ejemplo, abarca un área de más de 40.000 kilómetros cuadrados y está formado por muchos plutones. Pruebas indirectas recogidas de estudios gravitacionales indican que los batolitos son también muy gruesos, extendiéndose posiblemente docenas de kilómetros en la corteza.

Por definición, un cuerpo plutónico debe tener una extensión de afloramiento mayor de 100 kilómetros cua-



▲ **Figura 5.19** Batolitos graníticos localizados a lo largo del margen occidental de Norteamérica. Estos cuerpos alargados y gigantescos consisten en numerosos plutones que fueron emplazados durante los últimos 150 millones de años de la historia de la Tierra.

drados para que se le considere un batolito. Plutones más pequeños de este tipo se denominan **stocks.** Muchos stocks parecen ser porciones de batolitos que todavía no afloran.

Los batolitos suelen estar formados por rocas cuya composición química se halla próxima al extremo granítico del espectro, aunque las dioritas también son comunes. Los batolitos más pequeños pueden ser estructuras bastante simples compuestas casi por completo de un tipo de roca. Sin embargo, los estudios de grandes batolitos han demostrado que consisten en varios plutones distintos que intruyeron a lo largo de un período de millones de años. La actividad plutónica que creó el batolito de Sierra Nevada, por ejemplo, se produjo casi continuamente durante un período de 130 millones de años, que finalizó hace unos 80 millones de años, durante el Cretácico.

Los batolitos pueden constituir el núcleo de los sistemas montañosos. En este caso, la ascensión y la erosión han eliminado la roca circundante, exponiendo con ello el cuerpo ígneo resistente. Algunos de los picos más altos de Sierra Nevada, como la montaña Whitney, están tallados sobre una masa granítica de este tipo.

También aparecen grandes extensiones de roca granítica en los interiores estables de los continentes, como en el escudo canadiense de Norteamérica. Estos afloramientos relativamente planos son los restos de montañas antiguas que han sido niveladas por la erosión hace mucho tiempo. Por tanto, las rocas que constituyen los batolitos de las cadenas montañosas jóvenes, como los de Sierra Nevada, se generaron cerca de la parte superior de una cámara magmática, mientras que en las áreas de escudo, afloran las raíces de lo que antes fueron montañas y, por tanto, las porciones inferiores de los batolitos. En el Capítulo 14 consideraremos con más detalle el papel de la actividad ígnea en lo que se refiere a la formación de las montañas.

Emplazamiento de los batolitos Un problema interesante al que se enfrentaron los geólogos fue intentar explicar cómo los grandes batolitos graníticos llegaron a residir en el interior de rocas sedimentarias y metamórficas sólo moderadamente deformadas. ¿Qué les sucedió a las rocas que fueron desplazadas por estas masas ígneas? ¿Cómo se abrió paso el cuerpo magmático a través de varios kilómetros de roca sólida?

Sabemos que el magma asciende porque es menos denso que la roca que lo rodea, de una manera muy parecida a como un corcho puesto en la parte inferior de un recipiente con agua se elevará cuando sea liberado. Pero la corteza de la Tierra está constituida por roca sólida. No obstante, a profundidades de varios kilómetros, donde la temperatura y la presión son elevadas, incluso la roca sólida se deforma fluyendo. Por tanto, a grandes profundidades, una masa de magma flotante ascendente puede abrirse espacio a la fuerza apartando la roca suprayacente. A medida que el magma sigue ascendiendo, parte de la roca caja que fue empujada a los lados llenará el espacio que el cuerpo magmático va dejando a medida que pasa*.

Conforme un cuerpo magmático se aproxima a la superficie, encuentra rocas relativamente frías y quebradizas que resisten la deformación. El ulterior movimiento ascendente se lleva a cabo por un proceso denominado *arranque* (*stoping*). En este proceso, las fracturas que se desarrollan en la roca huésped suprayacente permiten que el magma ascienda y desaloje los bloques de roca. Una vez incorporados en el cuerpo magmático, estos bloques pueden fundirse, alterando de este modo la composición del cuerpo magmático, que acabará enfriándose lo suficiente como para que el movimiento ascendente cese. Las pruebas que respaldan el hecho de que el magma puede atravesar la roca sólida son las inclusiones denominadas **xenolitos** (*xenos* = extraño; *lithos* = piedra). Estos remanentes no fundidos de la roca caja se encuentran en las masas ígneas exhumadas por la erosión.

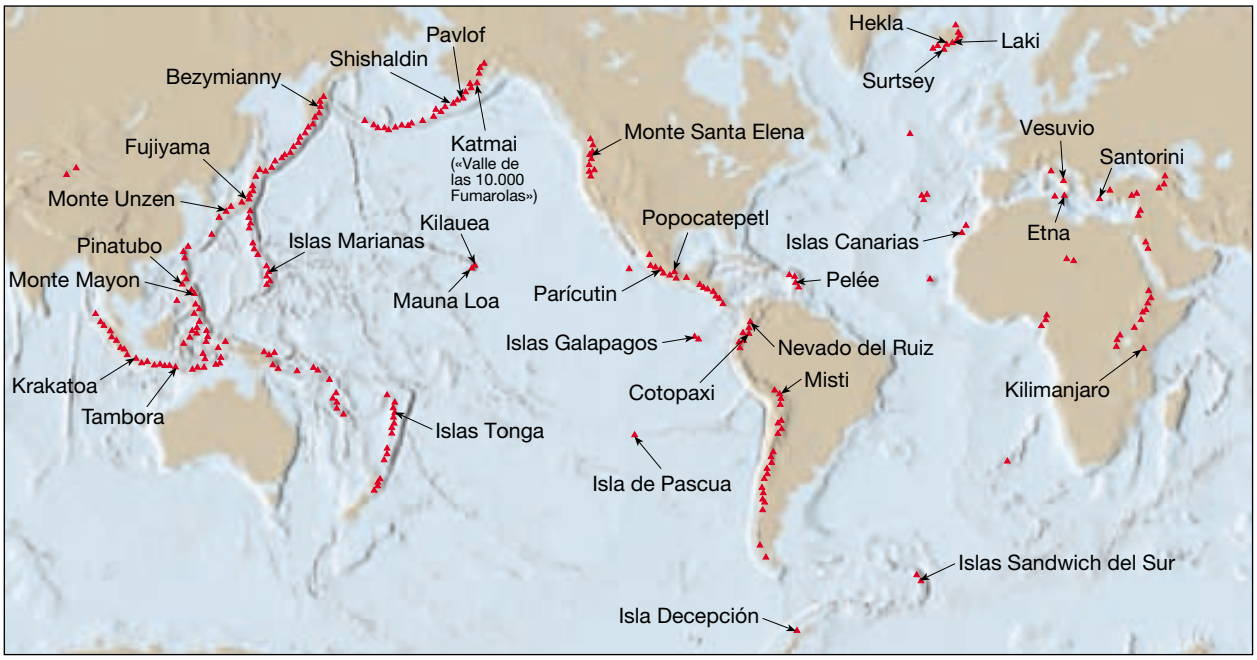
Tectónica de placas y actividad ígnea

Durante décadas, los geólogos han sabido que la distribución global del vulcanismo no es aleatoria. De los más de 800 volcanes activos** que se han identificado, la mayoría se encuentra a lo largo de los márgenes de las cuencas oceánicas, y, en particular, dentro del cinturón que rodea el Pacífico, conocido con el nombre *Anillo de Fuego* (Figura 5.20). Este grupo de volcanes está formado principalmente por conos compuestos que emiten magma rico en volátiles con una composición intermedia (andesítica) que en algunas ocasiones producen erupciones aterradoras.

Los volcanes que comprenden un segundo grupo emiten lavas basálticas muy fluidas y se encuentran confinados en las cuencas oceánicas profundas, incluidos ejemplos famosos en Hawaii e Islandia. Además, este grupo contiene muchos volcanes submarinos activos que salpican el fondo oceánico; son notables en especial las innumerables pequeñas montañas submarinas que se hallan a lo largo del eje de la dorsal centrooceánica. A estas pro-

* Se produce una situación análoga cuando se almacena una lata de pintura con óleo. La fase oleica es menos densa que los pigmentos utilizados para la coloración; por tanto, el aceite se reúne en gotas que migran lentamente hacia arriba mientras que los pigmentos más pesados se sedimentan en el fondo.

** Para nuestro propósito, los volcanes activos son aquellos con erupciones fechadas. Al menos otros 700 conos exhiben pruebas geológicas que han hecho erupción en los últimos 10.000 años y se consideran potencialmente activos. Los innumerables volcanes submarinos activos están fuera de la vista en las profundidades del océano y no se cuentan en estas cifras.



▲ **Figura 5.20** Localizaciones de algunos de los principales volcanes de la Tierra.

fundidades, las presiones son tan grandes que el agua marina no hierve de una manera explosiva, ni siquiera en contacto con lavas calientes. Por tanto, el conocimiento de primera mano de estas erupciones es limitado y procede principalmente de los sumergibles de gran profundidad.

Un tercer grupo incluye las estructuras volcánicas que están irregularmente distribuidas en el interior de los continentes. No hay ninguno en Australia ni en los dos tercios orientales de Norteamérica y Suramérica. África destaca porque tiene muchos volcanes potencialmente activos, entre ellos el monte Kilimanjaro, el punto más alto del continente (5.895 metros). El vulcanismo en los continentes es muy diverso y abarca desde erupciones de lavas basálticas muy fluidas, como las que generaron la llanura de Columbia, hasta erupciones explosivas de magma riolítico rico en sílice, como ocurrió en Yellowstone.

Hasta finales de la década de los sesenta, los geólogos no tenían ninguna explicación para la distribución aparentemente aleatoria de los volcanes continentales ni tampoco podían explicar la cadena casi continua de volcanes que rodea el margen de la cuenca pacífica. Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, la imagen se aclaró mucho. Hay que recordar que el magma más primario (no alterado) se origina en el manto superior y que el manto es esencialmente sólido, *no roca fundida.* La conexión básica entre la tectónica de placas y el vulcanismo es que *los movimientos de las placas proporcionan los mecanismos por los que las rocas del manto se funden y generan magmas.*

Examinaremos tres zonas de actividad ígnea y su relación con los límites de las placas. Estas áreas activas se encuentran (1) a lo largo de los bordes de la placa convergentes, donde las placas se mueve la una hacia la otra y una de ellas se hunde por debajo de la otra; (2) a lo largo de bordes de la placa divergentes, donde las placas se separan la una de la otra y se crea fondo oceánico nuevo, y (3) zonas dentro de las propias placas que no están asociadas con ningún borde de placa. (Nótese que en raras ocasiones se produce actividad volcánica a lo largo de bordes de placa transformantes.) Estos tres escenarios volcánicos se describen en la Figura 5.21. (Si no le queda claro cómo se genera el magma, le sugerimos que estudie la sección titulada «Origen de los magmas», que se encuentra al final del Capítulo 4, antes de continuar.)

Actividad ígnea en los bordes convergentes de la placa

Recordemos que en los límites de placa convergentes, la placa con corteza oceánica se dobla a medida que desciende en el manto, generando una fosa oceánica. Conforme una placa se hunde más en el manto, el aumento de la temperatura y la presión expulsa los volátiles (principalmente H_2O) de la corteza oceánica. Estos fluidos móviles migran hacia arriba hacia la pieza del manto en forma de cuña situada entre la placa en subducción y la placa suprayacente (Figura 5.21A). Una vez la placa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 a 150 ki-

lómetros, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de la roca del manto caliente lo suficiente como para provocar algo de fusión. La fusión parcial de la roca del manto (principalmente peridotitas) genera magma con una composición basáltica. Después de haberse acumulado una cantidad suficiente de magma, migra lentamente hacia arriba.

El vulcanismo en un borde de placa convergente tiene como consecuencia el desarrollo de una cadena lineal o ligeramente curvada de volcanes llamada *arco volcánico.* Estas cadenas volcánicas se desarrollan más o menos paralelas a la fosa asociada, a distancias de 200 a 300 kilómetros. Los arcos volcánicos pueden construirse en la litosfera oceánica o continental. Los que se desarrollan dentro del océano y crecen lo suficiente como para que sus puntas se eleven por encima de la superficie se denominan *archipiélagos insulares* en la mayoría de atlas. Los geólogos prefieren el término más descriptivo **arcos de islas volcánicas,** o simplemente **arcos insulares** (Figura 5.21A). Varios arcos de islas volcánicas de este tipo, como las Aleutianas, las Tongas y las Marianas, bordean la cuenca del Pacífico occidental.

El primer estadio del vulcanismo del arco insular está comúnmente dominado por la erupción de basaltos fluidos que construyen numerosas estructuras semejantes a escudos en el fondo oceánico. Dado que esta actividad empieza a una gran profundidad, los conos volcánicos deben expulsar una gran cantidad de lava antes de que sus cimas se eleven por encima del mar y formen islas. Esta actividad de formación de conos, junto con las intrusiones basálticas masivas así como el magma que se añade a la parte inferior de la corteza, tiende a aumentar con el tiempo el grosor de la corteza del arco. Como consecuencia, una corteza comparativamente gruesa se extiende por debajo de los arcos volcánicos maduros e impide el flujo ascendente de los basaltos derivados del manto. A su vez, esto da tiempo para que suceda la diferenciación magmática, en la que los minerales pesados ricos en hierro cristalizan y se asientan, dejando el fundido enriquecido en sílice (*véase* Capítulo 4). Por consiguiente, conforme el arco madura, los magmas que alcanzan la superficie tienden a expulsar andesitas ricas en sílice e incluso algunas riolitas. Además, la diferenciación magmática tiende a concentrar los volátiles (agua) disponibles en los componentes más ricos en sílice de estos magmas. Puesto que emiten magma viscoso rico en volátiles, en general los volcanes de los arcos insulares tienen erupciones explosivas.

También puede producirse vulcanismo donde las placas de la litosfera oceánica son subducidas bajo la litosfera continental y producen un **arco volcánico continental** (Figura 5.21C). Los mecanismos que generan estos magmas derivados del manto son en esencia los mismos que actúan en los arcos insulares. La principal diferencia es que la corteza continental es mucho más gruesa y está compuesta por rocas con un contenido más elevado de sílice que la corteza oceánica. Por tanto, mediante la asimilación de las rocas ricas en sílice de la corteza, más la larga diferenciación magmática, un magma derivado del manto puede experimentar una gran evolución a medida que asciende a través de la corteza continental. En otras palabras, los magmas primarios generados en el manto pueden pasar de ser un magma basáltico fluido comparativamente seco a ser un magma viscoso andesítico o riolítico con una elevada concentración de volátiles conforme asciende a través de la corteza continental. La cadena volcánica de los Andes, que se encuentra a lo largo de la superficie occidental de Sudamérica, es quizás el mejor ejemplo de un arco volcánico continental.

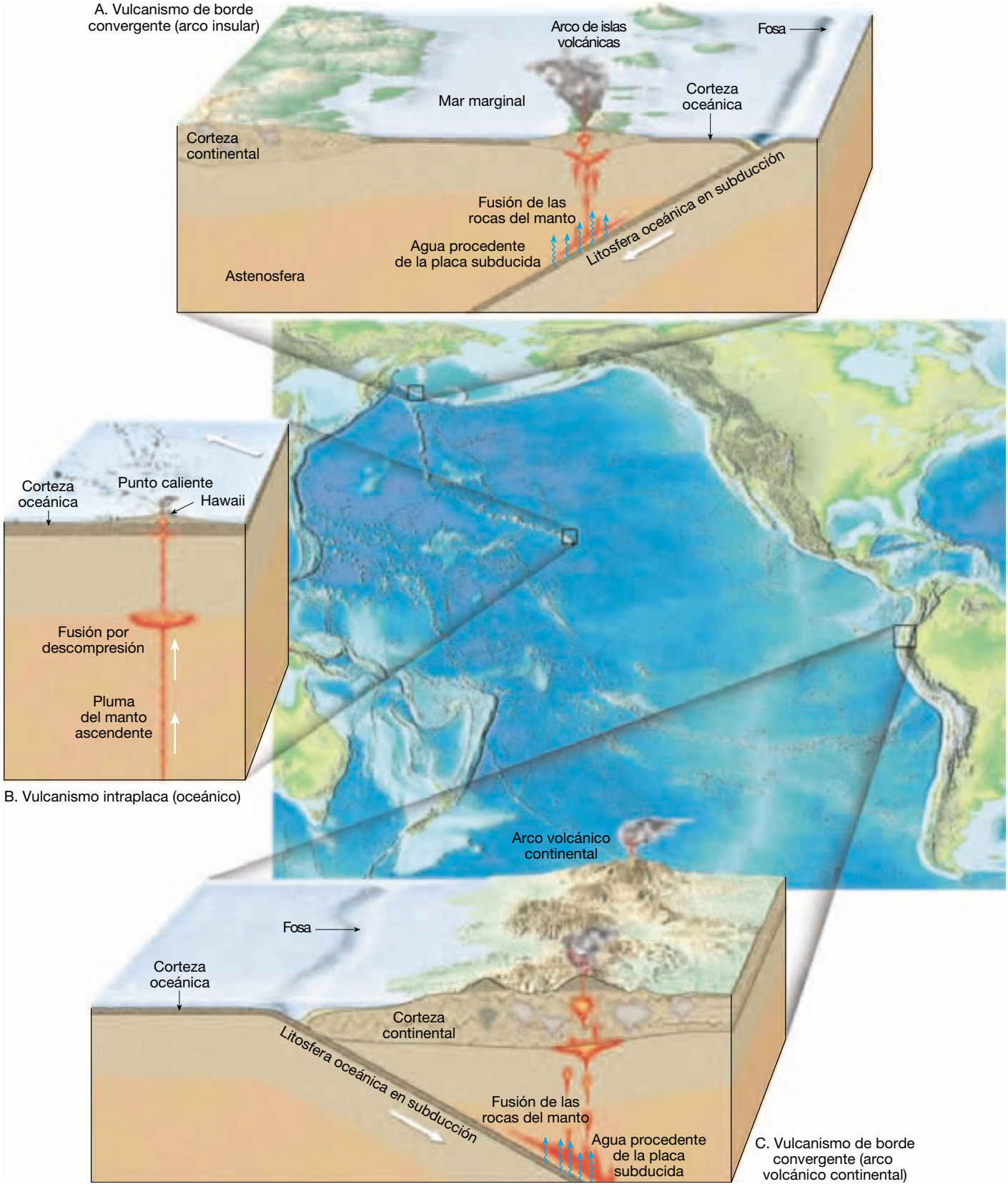
Puesto que la cuenca del Pacífico está rodeada básicamente por límites de placa convergentes (y zonas de subducción asociadas), es fácil ver por qué el cinturón irregular de volcanes explosivos que llamamos Anillo de Fuego se formó en esta región. Los volcanes de la cordillera Cascade, al noroeste de Estados Unidos, que incluye el monte Hood, el monte Rainier y el monte Shasta, forman parte de este grupo (Figura 5.22).

Actividad ígnea en los bordes de placa divergentes

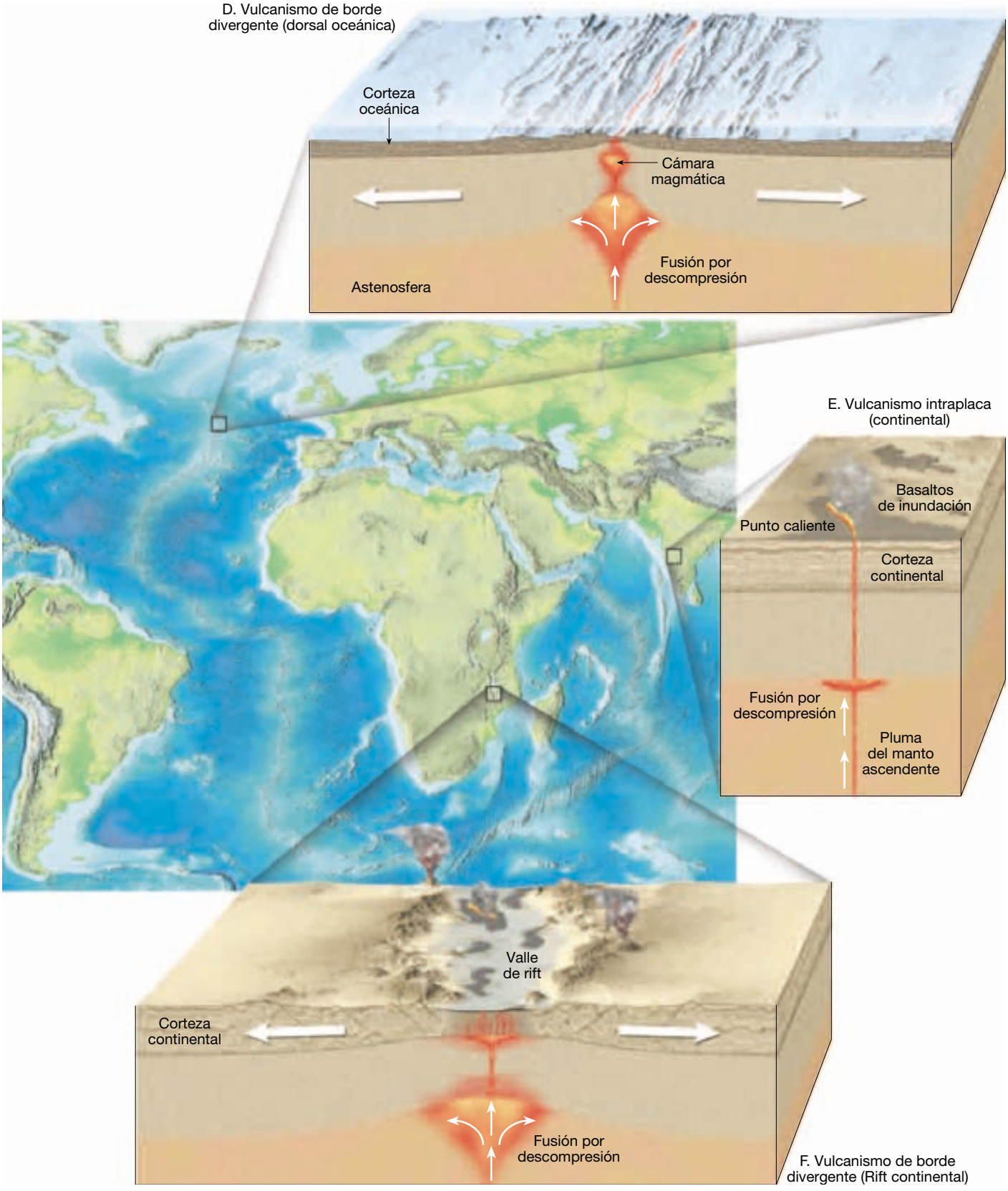
El mayor volumen de magma (quizás el 60 por ciento de la emisión anual total de la Tierra) se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas en asociación con la expansión del fondo oceánico (Figura 5.21D). Aquí, debajo del eje de la dorsal, donde las placas litosféricas están siendo continuamente apartadas, el manto sólido aunque móvil responde a la disminución de la sobrecarga y asciende hasta rellenar la hendidura. En el Capítulo 4 hemos visto que a medida que la roca asciende, experimenta una disminución de la presión de confinamiento y se funde sin la adición de calor. Este proceso, llamado *fusión por descompresión*, es el proceso más común por el que se funden las rocas del manto.

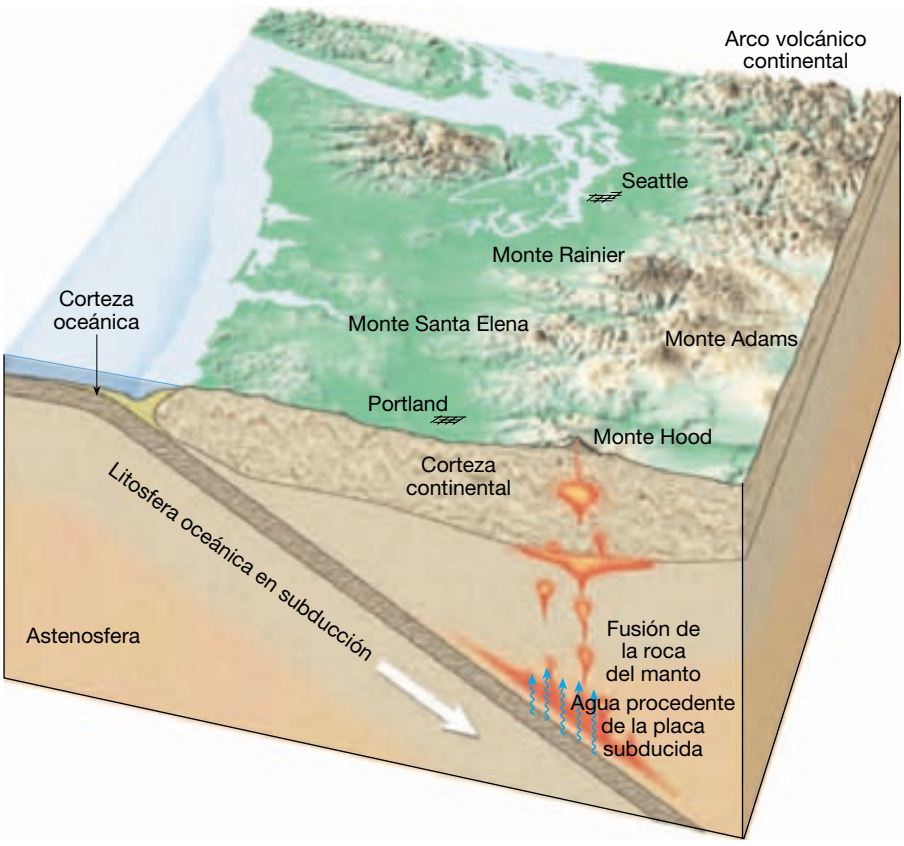
La fusión parcial de la roca del manto en los centros de expansión produce magma basáltico con una composición sorprendentemente parecida a la del magma generado en los bordes de placa convergentes. Dado que este magma basáltico recién formado es menos denso que la roca del manto de la que deriva, asciende a una velocidad mayor que el manto.

Alrededor del 10 por ciento de este magma, que se acumula en depósitos situados justo debajo de la cresta de la dorsal, acaba migrando hacia arriba a lo largo de las fisuras y es expulsado en forma de coladas sobre el fondo



▲ **Figura 5.21** Tres zonas de vulcanismo. Dos de estas zonas son límites de placa, y la tercera es intraplaca.


D. Vulcanismo de borde divergente (dorsal oceánica)
Corteza oceánica
Cámara magmática
Fusión por descompresión
Astenosfera
E. Vulcanismo intraplaca (continental)
Basaltos de inundación
Punto caliente
Corteza continental
Fusión por descompresión
Pluma del manto ascendente
Valle de rift
Corteza continental
Fusión por descompresión
F. Vulcanismo de borde divergente (Rift continental)



▶ **Figura 5.22** Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros volátiles son expulsados de las rocas de la corteza en subducción. Estos volátiles reducen la temperatura de fusión de la roca del manto lo suficiente como para generar fundido.

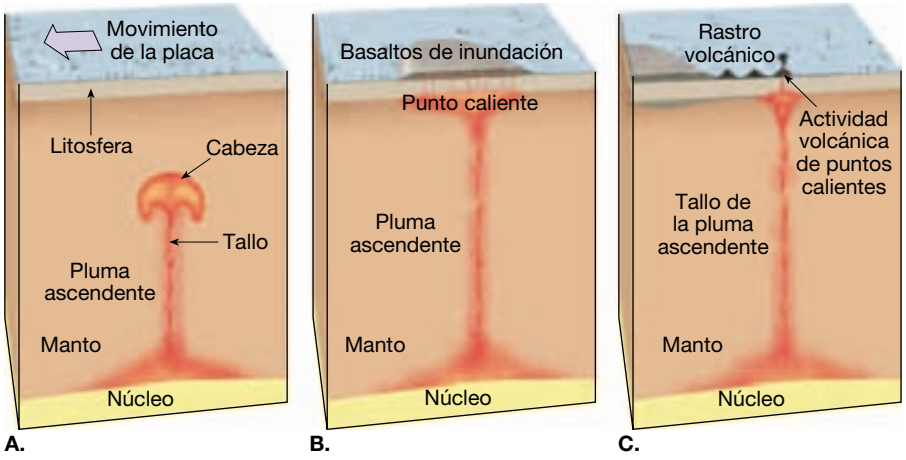
oceánico. Esta actividad añade continuamente roca basáltica nueva a los márgenes de las placas y los suelda temporalmente, tan sólo para volver a separarlos conforme la expansión continúa. A lo largo de algunas dorsales, la expulsión de lavas almohadilladas bulbosas construye numerosas montañas submarinas pequeñas. En otros lugares, las lavas emitidas producen coladas fluidas que crean una topografía más tenue.

Aunque la mayor parte de los centros de expansión están situados a lo largo del eje de una dorsal oceánica, algunos no lo están. En particular, el rift del este de África es un lugar donde la litosfera continental se está separando y forma un *rift continental* (Figura 5.21F). Aquí, la fusión por descompresión genera el magma de la misma manera en la que éste se produce a lo largo del sistema de dorsales oceánicas. Las enormes emisiones de lavas basálticas fluidas son habituales en esta región. El rift del este de África también contiene algunos conos compuestos grandes, como ejemplifica el monte Kilimanjaro. Como los conos compuestos que se forman a lo largo de los bordes de placa convergentes, estos volcanes se forman cuando los basaltos derivados del manto evolucionan hacia un magma andesítico rico en volátiles conforme migran hacia arriba a través de las rocas gruesas ricas en sílice del continente.

Actividad ígnea intraplaca

Sabemos por qué la actividad ígnea se inicia a lo largo de los límites de placa, pero ¿por qué se producen erupciones en medio de las placas? El Kilauea de Hawaii se considera el volcán más activo del mundo, aunque está situado a miles de kilómetros del límite de placas más cercano, en medio de la enorme placa pacífica (Figura 5.21B). Otros puntos de **vulcanismo intraplaca** (que significa «dentro de la placa») son las islas Canarias, Yellowstone y varios centros volcánicos que se encuentran en el desierto del Sahara, en el África septentrional.

Ahora reconocemos que la mayor parte de vulcanismo intraplaca ocurre donde una masa de material del manto más caliente de lo normal denominada **pluma del manto** asciende hacia la superficie (Figura 5.23). Aunque la profundidad a la que se originan las plumas del manto (al menos algunas) es todavía objeto de un debate encendido, parece que muchas se forman en las profundidades del interior de la Tierra, en el límite núcleo-manto. Estas plumas de roca del manto sólida pero móvil ascienden hacia la superficie de una manera parecida a las burbujas que se forman dentro de una lámpara de lava. (Se trata de lámparas que contienen dos líquidos inmiscibles en un recipiente de vidrio. Al calentar la base de la



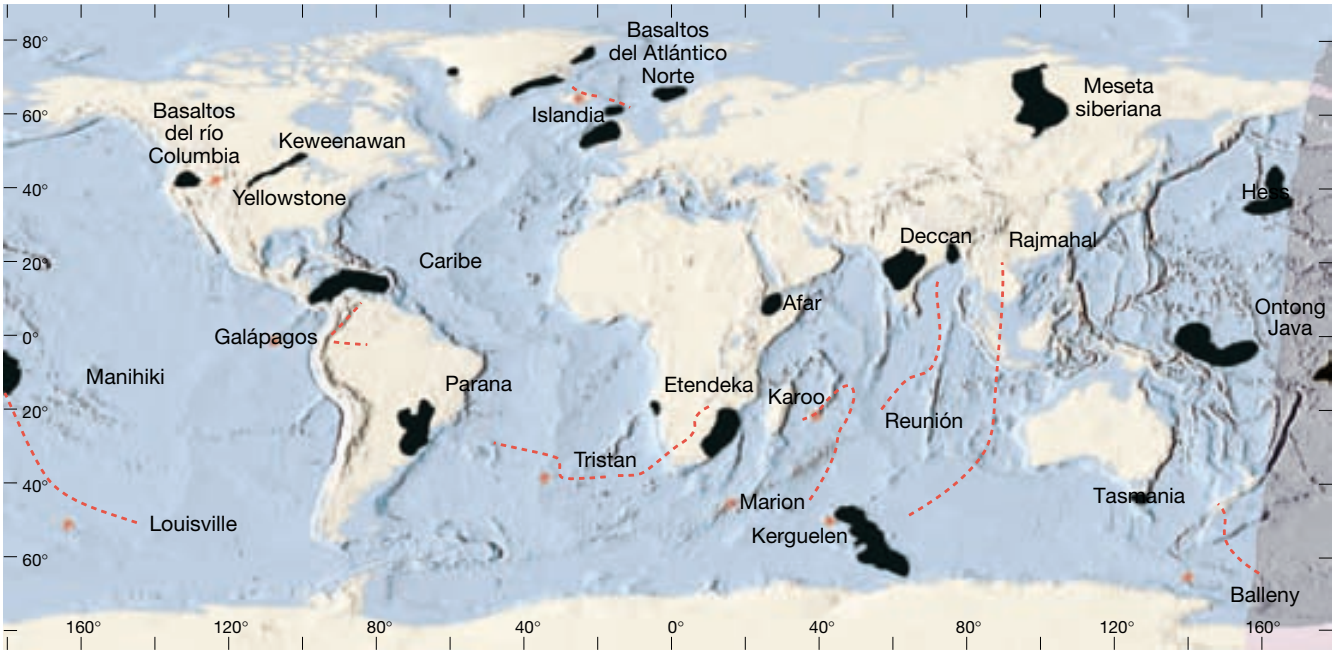
◀ **Figura 5.23** Modelo de una pluma del manto y vulcanismo de puntos calientes asociado. **A.** Una pluma del manto ascendente con una cabeza bulbosa grande y un tallo pequeño. **B.** La fusión por descompresión rápida de la cabeza de una pluma del manto produce grandes emisiones de basalto. **C.** La actividad menos voluminosa causada por el tallo de la pluma produce una cadena volcánica lineal en el fondo oceánico.

lámpara, el líquido más denso de la parte inferior se aumenta su capacidad de flotación y forma burbujas que ascienden hacia la parte superior.) Como las burbujas de la lámpara de lava, una pluma del manto tiene una cabeza bulbosa que conforme asciende deja debajo de sí un tallo estrecho. Una vez la cabeza de la pluma se aproxima a la parte superior del manto, la fusión por descompresión genera magma basáltico que puede acabar provocando vulcanismo en la superficie. El resultado es una región volcánica localizada a unos pocos centenares de kilómetros de diámetro denominada **punto caliente** (Figura 5.23). Se han identificado más de 40 puntos calientes y la mayoría ha perdurado millones de años. La superficie de tierra que rodea los puntos calientes suele estar elevada, lo cual demuestra que una pluma de material caliente de baja densidad la empuja. Además, midiendo el flujo de calor de estas regiones, los geólogos han determinado que el manto que se extiende por debajo de los puntos calientes debe ser de 100 a 150 °C más caliente que el normal.

La actividad volcánica en la isla de Hawaii, con sus emisiones de lava basáltica, es consecuencia, con toda seguridad, del volcanismo de puntos calientes. En los lugares donde ha persistido una pluma del manto durante largos períodos, se puede formar una cadena de estructuras volcánicas conforme la placa suprayacente se mueve por encima de ésta. En las islas Hawaii, la actividad del punto caliente se centra actualmente en el Kilauea. No obstante, durante los últimos 80 millones de años, la misma pluma del manto generó una cadena de islas (y montes submarinos) de origen volcánico que se extienden a lo largo de miles de kilómetros desde la isla de Hawaii en dirección noroeste a través del Pacífico.

También se cree que las plumas del manto son responsables de las enormes emisiones de lava basáltica que crean grandes llanuras de basalto, como la llanura de Columbia, en el noroeste de Estados Unidos, la meseta Deccan, en India, y la llanura Ontong Java, en el Pacífico occidental (Figura 5.24). La explicación más ampliamente aceptada para estas erupciones, que emiten volúmenes extremadamente grandes de magma basáltico durante intervalos relativamente cortos de tiempo, involucra una pluma con una cabeza de un tamaño considerable. Estas grandes estructuras pueden tener cabezas con un diámetro de centenares de kilómetros conectadas a un tallo largo y estrecho que asciende desde el límite núcleo-manto (Figura 5.23). Tras alcanzar la base de la litosfera, se calcula que la temperatura del material de la pluma es de 200 a 300 °C más caliente que la roca del alrededor. Por tanto, se funde hasta el 10 o el 20 por ciento del material de manto que constituye la cabeza de la pluma. Esta fusión es la que provoca las emisiones voluminosas de lava y forma una gran llanura de basalto en cuestión de más o menos un millón de años (Figura 5.23). Hay pruebas sustanciales que respaldan la idea de que las emisiones masivas de lava asociadas a una superpluma liberaron grandes cantidades de dióxido de carbono en la atmósfera, que, a su vez, pudieron alterar de una manera significativa el clima del período Cretácico (*véase* Recuadro 5.3). La fase eruptiva inicial, comparativamente corta, va seguida de decenas de millones de años de actividad menos voluminosa, a medida que el tallo de la pluma asciende lentamente hacia la superficie. Por tanto, alejándose de las provincias de basaltos de inundación más grandes hay una cadena de estructuras volcánicas parecida a la cadena hawaiiana, que acaba sobre un punto caliente activo que marca la posición actual del tallo de la pluma.

Según el conocimiento actual, parece que el vulcanismo de puntos calientes, con sus plumas del manto asociadas, es responsable de la mayor parte del vulcanismo intraplaca. Sin embargo, hay algunas regiones volcánicas muy dispersas situadas lejos de cualquier límite de placa que no están relacionadas con puntos calientes. Se en-



▲ **Figura 5.24** Distribución global de las provincias de basaltos de inundación (en negro) y puntos calientes asociados (puntos rojos). Las líneas discontinuas rojas son rastros de puntos calientes, que aparecen como líneas de estructuras volcánicas en el fondo oceánico. Las mesetas de Keweenawan y de Siberia se formaron en rifts continentales fallados donde el grosor de la corteza había disminuido mucho. Si existe una conexión entre los basaltos del río Columbia y el punto caliente de Yellowstone es una cuestión que todavía se investiga.

cuentran ejemplos conocidos en la provincia de la cuenca y la cordillera al oeste de Estados Unidos y al noroeste de México. Consideraremos la causa del vulcanismo de esta región en el Capítulo 14. Algunas regiones volcánicas desafían esta explicación. Por tanto, el mundo natural guarda todavía algunos secretos que deberán explicar las futuras generaciones de geólogos.

¿Pueden los volcanes cambiar el clima terrestre?

Un ejemplo de la interacción entre las distintas partes del sistema terrestre es la relación entre la actividad volcánica y los cambios climáticos. Sabemos que los cambios en la composición de la atmósfera pueden tener un impacto importante en el clima. Además, sabemos que las erupciones volcánicas pueden emitir grandes cantidades de gases y partículas en la atmósfera y alterar su composición (*véase* Recuadro 5.3). Así, ¿las erupciones volcánicas influyen en realidad en el clima terrestre?

La idea de que las erupciones volcánicas explosivas modifican el clima de la Tierra fue propuesta por primera vez hace muchos años. Todavía se considera una explicación plausible para algunos aspectos de la variabilidad climática. Las erupciones explosivas emiten a la atmósfera enormes cantidades de gases y fragmentos de grano fino (Figura 5.25). Las erupciones más grandes son suficientemente potentes como para inyectar material en las zonas altas de la estratosfera (una capa atmosférica que se extiende entre las alturas aproximadas de 10 a 50 kilómetros), desde donde se expanden alrededor del globo terráqueo y donde permanecen durante meses o incluso años.

La premisa básica

La premisa básica es que este material volcánico en suspensión filtrará una porción de la radiación solar incidente, y esto, a su vez, reducirá las temperaturas de la capa inferior de la atmósfera (esta capa, llamada *troposfera*, se extiende desde la superficie terrestre hasta una altura de unos 10 kilómetros).

Hace más de 200 años, Benjamin Franklin utilizó esta idea para argumentar que el material procedente de la erupción de un gran volcán islandés podría haber reflejado la luz solar al espacio y, por tanto, podría haber sido responsable del invierno extraordinariamente frío de 1783-1784.

Quizás el período frío más notable relacionado con un acontecimiento volcánico sea el «año sin verano» que siguió a la erupción del monte Tambora en Indonesia en 1815. La erupción del Tambora es la mayor de los tiempos modernos. Entre el 7 y el 12 de abril de 1815, este volcán de casi 4.000 metros de altura, expulsó con violencia



Recuadro 5.3 ▶ La Tierra como sistema

Una posible conexión entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico

El período Cretácico es el último período de la era Mesozoica, la era de la *vida media* que a menudo se denomina «edad de los dinosaurios». Empezó hace unos 144 millones de años y acabó hace alrededor de 65 millones de años con la extinción de los dinosaurios (y también muchas otras formas vivas).*

El clima del Cretácico fue uno de los más cálidos de la larga historia de la Tierra. Los dinosaurios, que están asociados con temperaturas suaves, recorrían el norte del Círculo Ártico. Había bosques tropicales en Groenlandia y en la Antártida, y los arrecifes de coral crecían hasta 15 grados de latitud más cerca de los polos que en la actualidad. Los depósitos de turba que acabarían formando extensas capas de carbón se acumulaban a latitudes elevadas. El nivel del mar era hasta 200 metros más alto que en la actualidad, lo cual indica que no había capas de hielo polar.

¿Cuál era la causa de los climas extraordinariamente cálidos del período Cretácico? Entre los factores significativos que pueden haber contribuido se cuenta un aumento de la cantidad de dióxido de carbono de la atmósfera. El dióxido de carbono (CO_2) es un gas que se encuentra de forma natural en la atmósfera. La importancia del dióxido de carbono reside en el hecho de que es transparente a la radiación solar entrante de longitud de onda corta, pero no es transparente a algunas de las radiaciones salientes de longitud de onda larga emitida por la Tierra. Una porción de la energía que deja el suelo es absorbida por el dióxido de carbono y luego es reemitida; una parte, hacia la superficie, manteniendo el aire próximo al suelo más cálido de lo que estaría sin el dióxido de carbono. Por tanto, el dióxido de carbono es uno de los gases responsables del calentamiento de la atmósfera inferior. El proceso se llama efecto invernadero. Dado que el dióxido de carbono es un importante absorbente de calor, cualquier modificación del contenido de dióxido de carbono en el aire puede alterar las temperaturas de la atmósfera inferior.

¿De dónde procedía el CO_2 adicional que contribuyó al calentamiento en el Cretácico? Muchos geólogos sugieren que probablemente su origen fuera la actividad volcánica. El dióxido de carbono es uno de los gases emitidos durante el vulcanismo y ahora existen pruebas geológicas considerables de que el Cretácico medio fue un período en el que se dio una tasa extraordinariamente elevada de actividad volcánica. Durante este período, aparecieron varias enormes llanuras oceánicas de lava en el fondo del Pacífico occidental. Estas vastas estructuras estaban asociadas con puntos calientes que podían haber sido fruto de grandes plumas del manto (*véase* Figura 5.23). Las emisiones masivas de lava durante millones de años podrían haber ido acompañadas de la liberación de grandes cantidades de CO_2 que, a su vez, habrían intensificado el efecto invernadero en la atmósfera. *Por tanto, la calidez que caracterizó al Cretácico puede haber tenido su origen en las profundidades del manto terrestre.*

Hubo otras consecuencias probables de este período extraordinariamente cálido que están relacionadas con la actividad volcánica. Por ejemplo, las elevadas temperaturas globales y el CO_2 atmosférico enriquecido del Cretácico provocaron aumentos de la cantidad y de los tipos de fitoplancton (plantas diminutas, mayoritariamente microscópicas, como algas) y otras formas vivas del océano. Esta expansión de la vida marina se refleja en los extensos depósitos de creta asociados con el período Cretácico. La creta está formada por las partes duras ricas en calcita de los organismos marinos microscópicos. El petróleo y el gas se producen a raíz de la alteración de los restos biológicos (principalmente fitoplancton). Algunos de los campos de petróleo y gas más importantes del mundo se encuentran en los sedimentos marinos del período Cretácico, como consecuencia de la mayor abundancia de vida marina durante esta época cálida.

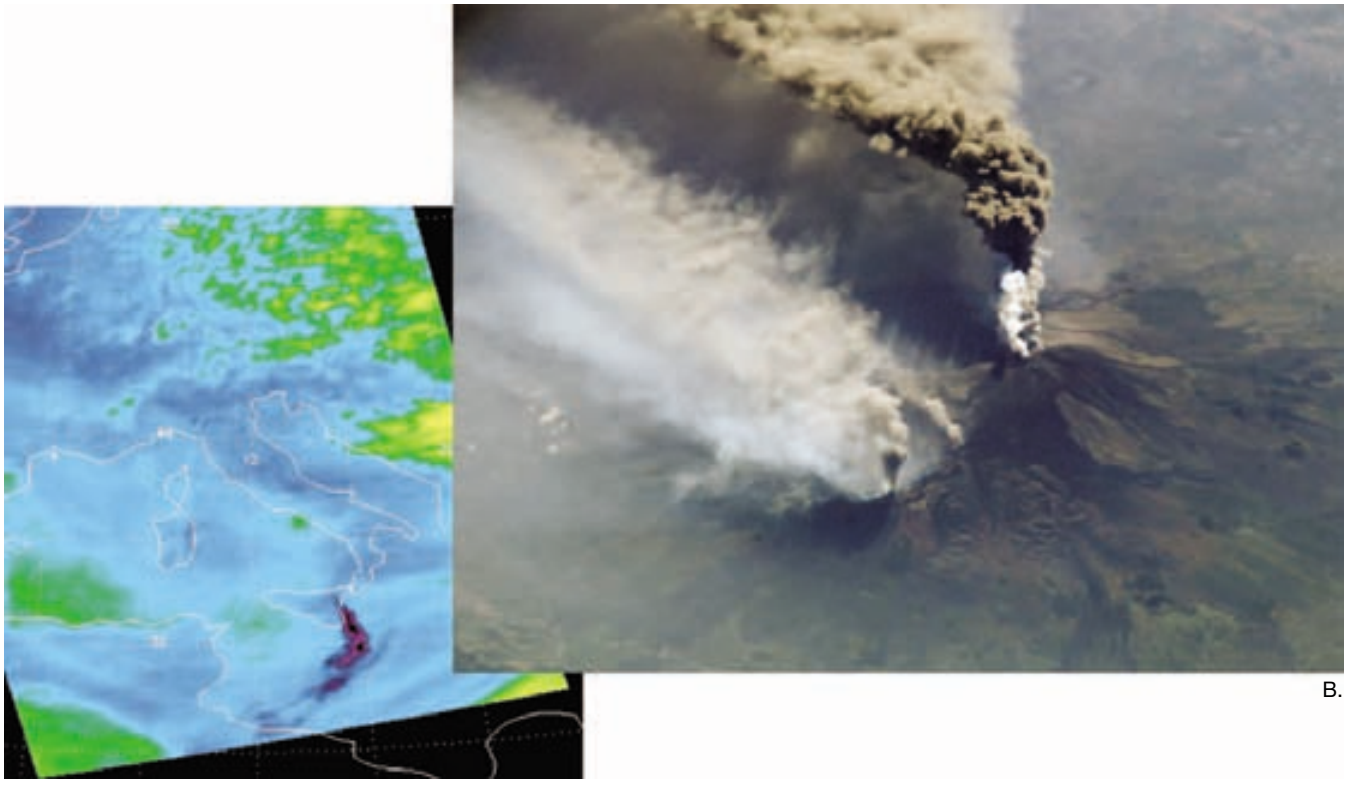
Esta lista de posibles consecuencias relacionadas con el período extraordinario de vulcanismo durante el Cretácico no se ha completado ni mucho menos, aunque sirve para ilustrar las interrelaciones entre las partes del sistema terrestre. Los materiales y los procesos que en un primer momento aparentemente no guardan ninguna relación, al final la tienen. Ahora hemos visto cómo los procesos que se originaron en las profundidades del interior de la Tierra están conectados, de una manera directa o indirecta, a la atmósfera, los océanos y la biosfera.

* Para más información acerca del final del Cretácico, véase Recuadro 9.5, «La desaparición de los dinosaurios».

más de 100 kilómetros cúbicos de derrubios volcánicos. Se cree que el impacto de los aerosoles volcánicos en el clima se extendió en el hemisferio norte. Desde mayo hasta septiembre de 1816, una serie de rachas de frío sin precedentes afectó el noreste de Estados Unidos y las porciones adyacentes de Canadá. Hubo copiosas nevadas en junio y heladas en julio y agosto. También se experimentó un frío extraordinario en gran parte de la Europa occidental. Efectos parecidos, aunque aparentemente menos dramáticos, se asociaron con otros grandes volcanes explosivos, entre ellos el Krakatos de Indonesia en 1883.

Tres ejemplos modernos

Tres acontecimientos volcánicos importantes han proporcionado datos considerables y conocimientos relativos



B.

A.

▲ **Figura 5.25** El monte Etna, un volcán de la isla de Sicilia, en erupción a finales de octubre de 2002. El Etna es el mayor volcán y el más activo de Europa. **A.** Esta imagen de la sonda atmosférica por infrarrojos en el satélite Aqua de la NASA muestra la pluma de dióxido de azufre (SO_2) sombreada con los colores morado y negro. El clima puede quedar afectado cuando se inyectan grandes cantidades de SO_2 en la atmósfera. **B.** Esta foto del monte Etna en dirección sureste fue tomada por un miembro de la Estación Espacial Internacional. Muestra una pluma de cenizas volcánicas alejándose del volcán en dirección sureste. (Imágenes cortesía de la NASA.)

al impacto de los volcanes sobre las temperaturas globales. Las erupciones del volcán Santa Elena del estado de Washington en 1980, el volcán mexicano El Chinchón en 1982 y el volcán Pinatubo de las Filipinas en 1991 han dado a los científicos una oportunidad de estudiar los efectos atmosféricos de las erupciones volcánicas con la ayuda de tecnología más sofisticada de la que se disponía en el pasado. Las imágenes de satélite y los instrumentos de recepción a distancia permitieron a los científicos controlar de cerca los efectos de las nubes de gases y cenizas que estos volcanes emitían.

Monte Santa Elena Cuando el monte Santa Elena hizo erupción, hubo una especulación inmediata sobre los posibles efectos en nuestro clima. ¿Podría una erupción de este tipo cambiar nuestro clima? Sin duda, la gran cantidad de ceniza volcánica emitida por la erupción explosiva tuvo efectos locales y regionales significativos durante un breve período. Sin embargo, los estudios indicaron que cualquier descenso de las temperaturas hemisféricas a más largo plazo era insignificante. El enfriamiento fue tan tenue, probablemente inferior a 0,1 °C, que no se podía distinguir de otras fluctuaciones térmicas naturales.

El Chinchón Los controles y estudios realizados dos años después de la erupción de El Chinchón en 1982 indicaron que su efecto de enfriamiento de la temperatura media global era mayor que el del monte Santa Elena, del orden de 0,3 a 0,5 °C. La erupción de El Chinchón fue *menos explosiva* que la del monte Santa Elena; por tanto, ¿por qué tuvo un mayor efecto en las temperaturas globales? El motivo es que el material emitido por el monte Santa Elena era en gran medida ceniza fina que se depositó en un tiempo relativamente corto. Por otro lado, El Chinchón emitió cantidades mucho mayores del gas dióxido de azufre (unas 40 veces más) que el monte Santa Elena. Este gas se combina con el vapor de agua de la estratosfera y forma una nube densa de pequeñas partículas de ácido sulfúrico. Las partículas, llamadas *aerosoles*, se asientan por completo al cabo de varios años. Disminuyen la temperatura media de la troposfera porque reflejan la radiación solar hacia el espacio.

Ahora sabemos que las nubes volcánicas que permanecen en la estratosfera durante un año o más están formadas en gran parte por gotitas de ácido sulfúrico y no por polvo, como se pensaba antes. Por tanto, el volumen de los derrubios finos emitidos durante un acontecimiento explosivo no es un criterio preciso para predecir los efectos atmosféricos globales de una erupción.

Monte Pinatubo El volcán de las Filipinas, Pinatubo, hizo erupción explosiva en junio de 1991, inyectando de 25 a 30 millones de toneladas de dióxido de azufre en la estratosfera. El acontecimiento proporcionó a los científicos la oportunidad de estudiar el impacto climático de una gran erupción volcánica explosiva utilizando el Earth Radiation Budget Experiment de la NASA llevado a cabo en el espacio. Durante el año siguiente, la bruma de los diminutos aerosoles aumentó el porcentaje de luz reflejada por la atmósfera y, por tanto, redujo las temperaturas globales en 0,5 °C.

Puede ser cierto que el impacto de erupciones como la de El Chinchón y el monte Pinatubo sobre la temperatura global sea relativamente pequeño, pero muchos científicos coinciden en que el enfriamiento producido podría alterar el esquema general de la circulación atmosférica durante un período de tiempo limitado. A su vez, un cambio de este tipo podría influir en el tiempo en algunas regiones. Predecir o incluso identificar los efectos regionales específicos todavía representa un reto considerable para los científicos que estudian la atmósfera.

Los ejemplos anteriores ilustran que el impacto de una única erupción volcánica sobre el clima, con independencia de su dimensión, es relativamente pequeño y tiene una duración corta. Por consiguiente, para que el vulcanismo tenga un impacto pronunciado durante un período prolongado, deben tener lugar muchas erupciones grandes y muy próximas en el tiempo. Si eso ocurre, la estratosfera podría cargarse con la cantidad de dióxido de azufre y de polvo volcánico suficiente como para disminuir seriamente la cantidad de radiación solar que llegue a la superficie.

Resumen

- Los principales factores que determinan la naturaleza de las erupciones volcánicas son la *composición* de los magmas, su *temperatura* y la *cantidad de gases disueltos* que contienen. Cuando se enfría, la lava empieza a solidificarse y conforme aumenta su *viscosidad* disminuye su movilidad. La *viscosidad del magma está directamente relacionada con su contenido en sílice*. Las lavas riolíticas (félsicas), con su elevado contenido en sílice (más del 70 por ciento), son muy viscosas y forman coladas cortas y gruesas. Las lavas basálticas (máficas), con un contenido menor de sílice (alrededor del 50 por ciento), son más fluidas y pueden viajar a distancias más largas antes de solidificarse. Los gases disueltos tienden a aumentar la fluidez del magma y, conforme se expanden, proporcionan la fuerza que impulsa a las rocas fundidas desde la chimenea de un volcán.
- Los materiales asociados con una erupción volcánica son: (1) *coladas de lava* (coladas *de lava cordada*, que recuerdan hebras trenzadas, y las coladas *aa*, que consisten en bloques dentados irregulares (las dos se forman a partir de lavas basálticas); (2) *gases* (fundamentalmente *vapor de agua*), y (3) *material piroclástico* (roca pulverizada y fragmentos de lava expulsados desde la chimenea de un volcán y que se clasifican en *cenizas*, *pumitas*, *lapillis*, *bloques* y *bombas*).
- Las erupciones sucesivas de lava a partir de una chimenea central provocan una acumulación montañosa de material conocida como *volcán*. Localizada en la cima de muchos volcanes hay una depresión de paredes empinadas denominada *cráter:* los *volcanes en escudo* son volcanes con forma de grandes cúpulas, construidos fundamentalmente por lavas basálticas, fluidas. Los *conos de ceniza* tienen laderas empinadas compuestas por material piroclástico. Los *conos compuestos*, o *estratovolcanes*, son estructuras grandes y casi simétricas constituidas por capas interestratificadas de lavas y depósitos piroclásticos. Los conos compuestos producen algunas de las actividades volcánicas más violentas. A menudo asociadas con una erupción violenta, se forman *nubes ardientes*, una mezcla de gases calientes y cenizas incandescentes que corren pendiente abajo por las laderas volcánicas. Los grandes conos compuestos pueden dar lugar también un tipo de corriente de barro conocida como *lahar*.
- La mayoría de los volcanes son alimentados por conductos o *chimeneas*. Conforme progresa la erosión, la roca que ocupa la chimenea suele ser más resistente y puede permanecer sin erosionar por encima del terreno circundante, formando un *pitón volcánico*. Las cimas de algunos volcanes tienen grandes depresiones casi circulares denominadas *calderas* que se producen como consecuencia del derrumbe posterior a una erupción explosiva. Las calderas también se forman en los volcanes en escudo por drenaje subterráneo desde

una cámara magmática central, y las calderas más grandes se forman por la descarga de volúmenes colosales de pumitas ricas en sílice a lo largo de fracturas en anillo. Aunque las erupciones volcánicas procedentes de una chimenea central son las más familiares, con mucho, las mayores cantidades de material volcánico proceden de grietas de la corteza denominadas *fisuras*. La expresión *basaltos de inundación* describe las coladas de lava basáltica muy fluida, como agua, que cubren una región extensa del noroccidente de Estados Unidos, conocida como la llanura de Columbia. Cuando un magma rico en sílice es expulsado, suele producir *coladas piroclásticas* consistentes fundamentalmente en fragmentos de pumita y cenizas.

- Los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican en función de su *forma* y por su *orientación con respecto a la roca caja*, por lo general roca sedimentaria. Las dos formas generales son *tabular* y *masiva*. Los cuerpos ígneos intrusivos que atraviesan las capas sedimentarias preexistentes se dice que son *discordantes;* los que se forman en paralelo a los sedimentos existentes son *concordantes*.
- Los *diques* son cuerpos ígneos tabulares y discordantes producidos cuando el magma es inyectado a través de fracturas que cortan los estratos. Los cuerpos tabulares concordantes, denominados *sills*, se forman cuando el magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación de rocas sedimentarias. En muchos aspectos, los sills se parecen mucho a coladas de lava enterradas. Los *lacolitos* son similares a los sills, pero se forman a partir de magma menos fluido que se acumula formando estructuras en domo que arquean las capas situadas por encima. Los *batolitos*, los cuerpos ígneos intrusivos mayores con superficies de afloramiento de más de 100 kilómetros cuadrados, frecuentemente constituyen los núcleos de las cadenas de montañas.
- Los *volcanes más activos están asociados con los límites de placa*. Las áreas de vulcanismo activo donde se está produciendo expansión del fondo oceánico (*límites de placa divergentes*), adyacentes a las fosas oceánicas donde una placa está siendo subducida debajo de otra (*límites de placa convergentes*), y en los interiores de las propias placas (*vulcanismo intraplaca*). Las plumas ascendentes de roca del manto caliente son el origen de la mayor parte del vulcanismo intraplaca.
- Las erupciones volcánicas explosivas se consideran como una explicación de algunos de los aspectos de la variabilidad climática de la Tierra. La premisa básica es que el material volcánico en suspensión filtrará una porción de la radiación solar incidente, lo cual, a su vez, reducirá la temperatura del aire en la atmósfera inferior.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué acontecimiento desencadenó el 18 de mayo de 1980 la erupción del volcán Santa Elena? (*véase* Recuadro 5.1)
2. Enumere tres factores que determinan la naturaleza de una erupción volcánica. ¿Qué papel desempeña cada uno?
3. ¿Por qué un volcán alimentado por magma muy viscoso es probablemente más peligroso que un volcán abastecido con magma muy fluido?
4. Describa las lavas cordadas y aa.
5. Enumere los principales gases liberados durante una erupción volcánica. ¿Por qué los gases son importantes en las erupciones?
6. ¿En qué se diferencian las bombas volcánicas de los bloques de derrubios piroclásticos?
7. ¿Qué es la escoria? ¿En qué se diferencian la escoria y la pumita?
8. Compare un cráter volcánico con una caldera.
9. Compare y contraste los principales tipos de volcanes (tamaño, composición, forma y estilo de erupción).
10. Cite un volcán importante de cada uno de los tres tipos.
11. Compare brevemente las erupciones del Kilauea y el Parícutin.
12. Contraste la destrucción de la ciudad de Pompeya con la destrucción de la ciudad de San Pedro (marco temporal, material volcánico y naturaleza de la destrucción).
13. Describa la formación de Crater Lake. Compárela con la caldera que se encuentra en los volcanes en escudo, como el Kilauea.
14. ¿Cuáles son las mayores estructuras volcánicas de la Tierra?
15. ¿Qué es Shiprock, Nuevo México, y cómo se formó?
16. ¿En qué difieren las erupciones que crearon la llanura de Columbia de las erupciones que crean los picos volcánicos?
17. ¿Dónde son más comunes las erupciones fisurales?
18. ¿Con qué estructuras volcánicas están más a menudo asociadas las grandes coladas piroclásticas?

19. Describa cada una de las cuatro estructuras intrusivas discutidas en el texto (diques, sills, lacolitos y batolitos).
20. ¿Por qué podría detectarse un lacolito en la superficie de la Tierra antes de ser expuesto por la erosión?
21. ¿Cuál es el mayor de todos los cuerpos ígneos intrusivos? ¿Es tabular o masivo? ¿Concordante o discordante?
22. Describa cómo se emplazan los batolitos.
23. ¿Con qué tipo de roca se asocia el vulcanismo en los límites de placa divergentes? ¿Qué hace que las rocas se fundan en estas regiones?
24. ¿Qué es el anillo de fuego del Pacífico?
25. ¿Qué tipo de límite de placa se asocia con el anillo de fuego del Pacífico?
26. Los volcanes del anillo de fuego del Pacífico, ¿se definen generalmente como tranquilos o violentos? Nombre un volcán que apoyaría su respuesta.
27. Describa la situación que genera magmas a lo largo de los bordes de placa convergentes.
28. ¿Cuál es la fuente de magma para el vulcanismo intraplaca?
29. ¿Qué se entiende por vulcanismo de puntos calientes?
30. ¿Con cuál de las tres zonas de vulcanismo están asociados las islas Hawaii y Yellowstone? ¿La cordillera Cascade? ¿Las provincias de basaltos de inundación?
31. ¿Qué componente liberado por una erupción volcánica se cree que tiene un efecto a corto plazo sobre el clima? ¿Qué componente puede tener un efecto a largo plazo? (*véase* Recuadro 5.3).

Términos fundamentales

almohadillada
arco insular
arco de islas volcánicas
arco volcánico continental
basalto de inundación
batolito
caldera
chimenea
colada piroclástica
columna de erupción
concordante
conducto
cono compuesto
cono de cenizas
cono de escoria
cono parásito
cráter
diaclasa columnar
dique
discordante
domo de lava
erupción fisural
escoria
estratovolcán
fisura
colada aa
fumarola
lacolito
lahar
lava cordada
lavas en bloque
masivo
material piroclástico
nube ardiente
pitón volcánico
pluma del manto
plutón
pumita
punto caliente
sill
stock
tabular
tubo
tubo de lava
viscosidad
volátiles
volcán
volcán en escudo
vulcanismo intraplaca
xenolito

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 6

Meteorización y suelo

Procesos externos de la Tierra

Meteorización

Meteorización mecánica
- Fragmentación por el hielo (gelifracción)
- Descompresión
- Expansión térmica
- Actividad biológica

Meteorización química
- Disolución
- Oxidación
- Hidrólisis
- Alteraciones causadas por la meteorización química

Velocidades de meteorización
- Características de la roca
- Clima
- Meteorización diferencial

Suelo
- Una interfase en el sistema Tierra
- ¿Qué es el suelo?

Factores formadores del suelo
- Roca madre
- Tiempo
- Clima
- Plantas y animales
- Topografía

El perfil del suelo

Clasificación de los suelos

Erosión del suelo
- Cómo se erosiona el suelo
- Velocidad de erosión
- Sedimentación y contaminación química

La superficie terrestre cambia continuamente. La roca se desintegra y se descompone, es desplazada a zonas de menor elevación por la gravedad y es transportada por el agua, el viento o el hielo. De este modo se esculpe el paisaje físico de la Tierra. Este capítulo se concentra en el primer paso de este proceso interminable, la meteorización. ¿Qué hace que la roca sólida se desmorone y por qué el tipo y la velocidad de la meteorización varían de un lugar a otro? También se examina el suelo, un producto importante del proceso de meteorización y un recurso vital.

Procesos externos de la Tierra



Meteorización y suelo
▼ Procesos externos de la Tierra

La meteorización, los procesos gravitacionales y la erosión se denominan **procesos externos** porque tienen lugar en la superficie terrestre o en sus proximidades y porque se alimentan de la energía solar. Los procesos externos son una parte básica del ciclo de las rocas porque son los responsables de la transformación de la roca sólida en sedimento.

Al observador casual puede parecerle que la superficie de la Tierra no cambia, que no le afecta el tiempo. De hecho, hace 200 años la mayor parte de la gente creía que las montañas, los lagos y los desiertos eran rasgos permanentes de una Tierra de la que se creía que no tenía más de unos pocos millares de años. En la actualidad sabemos que la Tierra tiene 4.500 millones de años y que las montañas acaban por ceder a la meteorización y la erosión, los lagos se llenan de sedimentos o son drenados por corrientes, y los desiertos vienen y van con los cambios climáticos.

La Tierra es un organismo dinámico. Algunas partes de la superficie terrestre se elevan de una manera gradual por la formación de montañas y la actividad volcánica. Estos **procesos internos** obtienen su energía del interior de la Tierra. Mientras tanto, procesos externos opuestos están continuamente rompiendo la roca y desplazando los derrubios a zonas de menor elevación. Estos últimos procesos son:

1. **Meteorización:** fragmentación física (desintegración) y alteración química (descomposición) de las rocas de la superficie terrestre, o cerca de ella.
2. **Procesos gravitacionales:** transferencia de roca y suelo pendiente abajo por influencia de la gravedad.
3. **Erosión:** eliminación física de material por agentes dinámicos como el agua, el viento o el hielo.

En este capítulo nos concentraremos en la meteorización de las rocas y en los productos generados por esta actividad. Sin embargo, no es fácil separar la meteorización de los procesos gravitacionales y de la erosión porque, conforme la meteorización separa las rocas, la erosión y los procesos gravitacionales retiran los derrubios. Este transporte del material mediante la erosión y los procesos gravitacionales desintegran y descomponen aún más la roca.

Meteorización



Meteorización y suelo
▼ Meteorización

Se produce meteorización continuamente a todo nuestro alrededor, pero parece un proceso tan lento y sutil que es fácil subestimar su importancia. No obstante, hay que recordar que la meteorización es una parte básica del ciclo de las rocas y, por tanto, un proceso clave del sistema Tierra.

Todos los materiales son susceptibles de meteorización. Consideremos, por ejemplo, el producto fabricado hormigón, que se parece mucho a una roca sedimentaria denominada conglomerado. Una pared de hormigón recién dado tiene un aspecto liso, fresco, inalterado. Sin embargo, no muchos años después, la misma pared aparecerá desconchada, agrietada y rugosa, quedando expuestos, en su superficie, los cantos. Si hay un árbol cerca, sus raíces pueden también desplazarse horizontalmente y combar el hormigón. Los mismos procesos naturales que acaban separando una pared de hormigón actúan también para desintegrar la roca.

La meteorización se produce cuando la roca es fragmentada mecánicamente (desintegrada) o alterada químicamente (descompuesta), o ambas cosas. La **meteorización mecánica** se lleva a cabo por fuerzas físicas que rompen la roca en trozos cada vez más pequeños sin modificar la composición mineral de la roca. La **meteorización química** implica una transformación química de la roca en uno o más compuestos nuevos. Se pueden ilustrar estos dos conceptos con un trozo de papel. El papel puede desintegrarse rompiéndolo en trozos cada vez más pequeños, mientras que la descomposición se produce cuando se prende fuego al papel y se quema.

¿Por qué se meteoriza la roca? Dicho en términos sencillos, la meteorización es la respuesta de los materiales terrestres a un ambiente cambiante. Por ejemplo, después de millones de años de levantamiento y erosión, las rocas situadas encima de un gran cuerpo ígneo intrusivo pueden ser eliminadas, dejándolo expuesto a la superficie. Esta masa de roca cristalina (formada bajo la superficie en zonas profundas donde las temperaturas y las presiones son elevadas) queda ahora sometida a un ambiente super-

ficial muy diferente y comparativamente hostil. Como respuesta, esta masa rocosa cambiará de manera gradual. Esta transformación de la roca es lo que denominamos meteorización.

En las siguientes secciones comentaremos los diversos modos de meteorización mecánica y química. Aunque vamos a considerar estos dos procesos por separado, debe tenerse en cuenta que en la naturaleza normalmente actúan a la vez.

Meteorización mecánica

Meteorización y suelo
▼ Meteorización mecánica

Cuando una roca experimenta *meteorización mecánica*, se rompe en fragmentos cada vez más pequeños, que conservan cada uno las características del material original. El resultado final son muchos fragmentos pequeños procedentes de uno grande. En la Figura 6.1 se muestra que la ruptura de una roca en trozos más pequeños aumenta el área superficial disponible para el ataque químico. Una situación análoga se produce cuando se añade azúcar a un líquido: un cubito de azúcar se disolverá mucho más despacio que un volumen igual de gránulos de azúcar porque el cubito tiene mucha menos área superficial disponible para su disolución. Por consiguiente, al romper las rocas en fragmentos más pequeños, la meteorización mecánica incrementa la cantidad de área superficial disponible para la meteorización química.

En la naturaleza, hay cuatro procesos físicos importantes que inducen la fragmentación de la roca: fragmentación por helada, expansión provocada por la descompresión, expansión térmica y actividad biológica. Además, aunque la acción de los agentes erosivos, como el viento, el hielo de glaciar y las aguas corrientes, se considera independiente de la meteorización física, ésta es, sin embargo, importante. Conforme estos agentes dinámicos retiran los restos rocosos, desintegran inexorablemente estos materiales.

Fragmentación por el hielo (gelifracción)

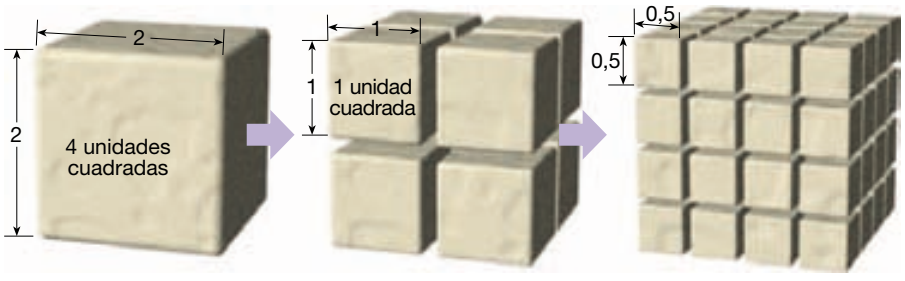
Ciclos repetidos de congelación y deshielo representan un proceso importante de meteorización mecánica. El agua líquida tiene la propiedad única de expandirse alrededor de un 9 por ciento cuando se congela, porque en la estructura cristalina regular del hielo, las moléculas de agua están más separadas de lo que están en el agua líquida próxima al punto de congelación. Como consecuencia, la congelación del agua en un espacio confinado ejerce una tremenda presión hacia fuera sobre las paredes del lugar donde se encuentra. Para verificar esto, consideremos una jarra de vidrio herméticamente sellada llena de agua. Cuando el agua se congela, el envase se rompe.

En la naturaleza, el agua se abre camino a través de las grietas de las rocas y, tras su congelación, expande y aumenta el tamaño de esas aberturas. Después de muchos ciclos de congelación-deshielo, la roca se rompe en fragmentos angulares. Este proceso se denomina, con toda propiedad, rotura por **cuñas de hielo (gelifracción)**. La acción de las cuñas de hielo es más notable en las regiones montañosas, donde suele existir un ciclo diario de congelación-deshielo (*véase* Recuadro 6.1). En esas regiones, las secciones de roca se desmenuzan por acción del acuñamiento y pueden caer desordenadamente en grandes montones denominados **canchales** o **pedregales** que se forman a menudo en la base de afloramientos de roca empinados.

Los acuñamientos de hielo también producen gran destrucción en las carreteras del norte de Estados Unidos, en particular al principio de la primavera cuando el ciclo congelación-deshielo está bien establecido. Las carreteras se llenan de baches y a veces se levantan y se abomban por esta fuerza destructiva.

Descompresión

Cuando grandes masas de roca ígnea, en particular granito, quedan expuestas a la erosión, empiezan a soltarse losas concéntricas. El proceso que genera estas capas semejantes a las de una cebolla se denomina **lajeamiento.** Se piensa que esto ocurre, al menos en parte, debido a la



◀ Figura 6.1 La meteorización química puede ocurrir sólo en aquellas porciones de una roca que quedan expuestas a los elementos. La meteorización mecánica rompe la roca en fragmentos cada vez más pequeños, lo que aumenta el área superficial disponible para el ataque químico.



Recuadro 6.1 ▶ Entender la Tierra

El Hombre Viejo de la Montaña

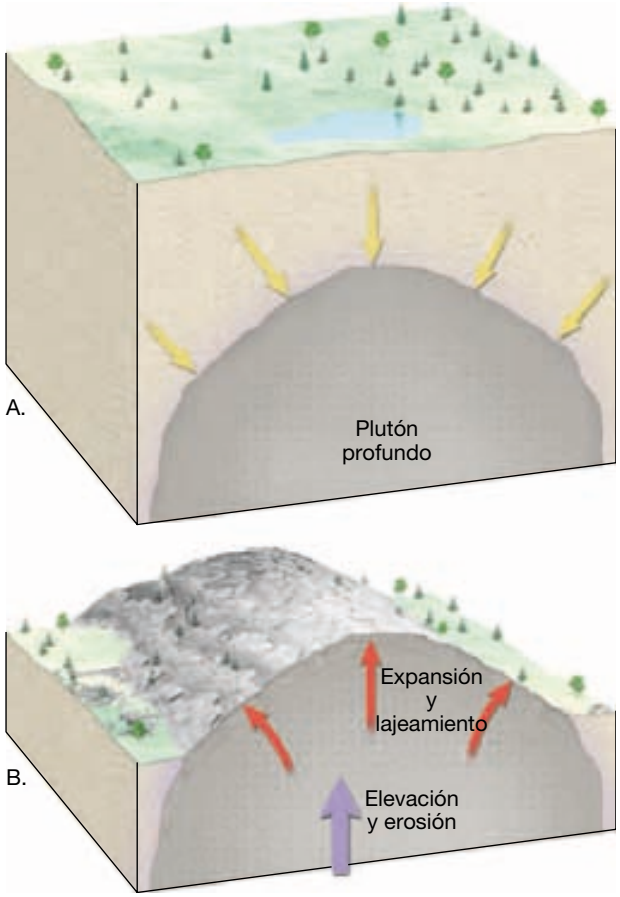
El Hombre Viejo de la Montaña, también conocido como la Gran Cara de Piedra o, simplemente, el Perfil, era uno de los símbolos más conocidos y más duraderos de New Hampshire (el *Estado de granito*). Al principio de 1945, aparecía en el centro del emblema oficial del estado. Era una formación rocosa natural esculpida del granito rojo de Conway que, cuando se miraba desde el lugar adecuado, parecía un anciano. Cada año cientos de miles de personas viajaban hasta allí, para ver al Hombre Viejo, que sobresalía a una altura de la montaña Cannon, 360 metros por encima del lago Profile en el Franconia Notch State Park, en el norte de New Hampshire.

La mañana del sábado 3 de mayo de 2003, los habitantes de New Hampshire recibieron la noticia de que el famoso punto de referencia había sucumbido a la naturaleza y se había hundido. El hundimiento acabó con décadas de esfuerzos para proteger el símbolo estatal de los mismos procesos naturales que lo había creado antes. Al final se impusieron la gelifracción y otros procesos de meteorización.

gran reducción de la presión que se produce cuando la roca situada encima es erosionada, un proceso denominado *descompresión*. Acompañando a esta descompresión, las capas externas se expanden más que la roca situada debajo y, de esta manera, se separan del cuerpo rocoso (Figura 6.2). La meteorización continua acaba por separar y desgajar las lajas, creando los **domos de exfoliación** (*ex* = fuera; *folium* = hoja).

La minería profunda nos proporciona otro ejemplo de cómo se comportan las rocas una vez que se ha eliminado la presión de confinamiento. Se conocen casos de estallidos de grandes bloques de roca de las paredes de las galerías de minas recién cortadas debido a la abrupta reducción de la presión. Pruebas de este tipo, más el hecho de que la fractura se produce en paralelo al suelo de una cantera cuando se eliminan grandes bloques de roca, apoyan con fuerza el proceso de descompresión como causa del lajeamiento.

Aunque muchas fracturas se crean por expansión, otras se producen por contracción durante la cristalización del magma, y otras son debidas a las fuerzas tectónicas que actúan durante la formación de montañas. Las fracturas producidas por estas actividades forman generalmente un modelo definido y se denominan *diaclasas*. Las diaclasas son estructuras rocosas importantes que permiten la penetración del agua hasta zonas profundas y el comienzo del proceso de meteorización mucho antes de que la roca quede expuesta.



▲ **Figura 6.2** El lajeamiento es provocado por la expansión de la roca cristalina a medida que la erosión se lleva el material suprayacente. Cuando el plutón enterrado en la profundidad de **A** queda expuesto en la superficie después de la elevación y la erosión de **B**, la masa ígnea se fractura en capas delgadas.

Expansión térmica

El ciclo diario de temperatura puede meteorizar las rocas, en particular en los desiertos cálidos donde las variaciones diurnas pueden superar los 30 °C. El calentamiento de una roca produce expansión y el enfriamiento causa contracción. La dilatación y reducción repetida de minerales con índices de expansión diferentes deben ejercer lógicamente cierta tensión sobre la capa externa de la roca.

Aunque en alguna ocasión se pensó que este proceso era de gran importancia para la desintegración de las rocas, los experimentos de laboratorio no han respaldado

esta opinión. En una prueba, se calentaron rocas no meteorizadas a temperaturas mucho más elevadas que las normalmente experimentadas en la superficie de la tierra y luego se enfriaron. Este proceso se repitió muchas veces para simular centenares de años de meteorización, pero las rocas mostraron poco cambio aparente.

No obstante, los cantos rodados de las áreas desérticas sí muestran signos de fragmentación que puede haber sido causada por cambios de temperatura (Figura 6.3). Una solución propuesta para este dilema sugiere que las rocas deben ser debilitadas por la meteorización química primero, antes de que puedan romperse como consecuencia de la actividad térmica. Además, este proceso puede ser reforzado por el rápido enfriamiento producido por una tempestad de lluvia en el desierto. Se necesitan más datos antes de llegar a una conclusión definitiva con respecto al efecto de la variación de temperaturas sobre la desintegración de las rocas.

Actividad biológica

Las actividades de los organismos, entre ellos las plantas, los animales excavadores y los seres humanos, también llevan a cabo meteorización. Las raíces vegetales crecen entre las fracturas en busca de nutrientes y agua, y, conforme crecen, resquebrajan la roca. Los animales excavadores descomponen aún más la roca desplazando material fresco hacia la superficie, donde los procesos físicos y químicos pueden actuar con más efectividad. Los organismos de la descomposición también producen ácidos que contribuyen a la meteorización química. Allí donde se ha volado la roca en busca de minerales o para la construcción de carreteras, el efecto de los humanos es particularmente notable.



▲ **Figura 6.3** Estas piedras fueron antes cantos rodados; sin embargo, la larga exposición al clima desértico cálido las desintegró. (Foto de C. B. Hunt, U. S. Geological Survey.)

Meteorización química



Meteorización y suelo
▼ Meteorización química

Por *meteorización química* se entienden los complejos procesos que descomponen los componentes de las rocas y las estructuras internas de los minerales. Dichos procesos convierten los constituyentes en minerales nuevos o los liberan al ambiente circundante. Durante esta transformación, la roca original se descompone en sustancias que son estables en el ambiente superficial. Por consiguiente, los productos de la meteorización química se mantendrán esencialmente inalterados en tanto en cuanto permanezcan en un ambiente similar a aquel en el cual se formaron.

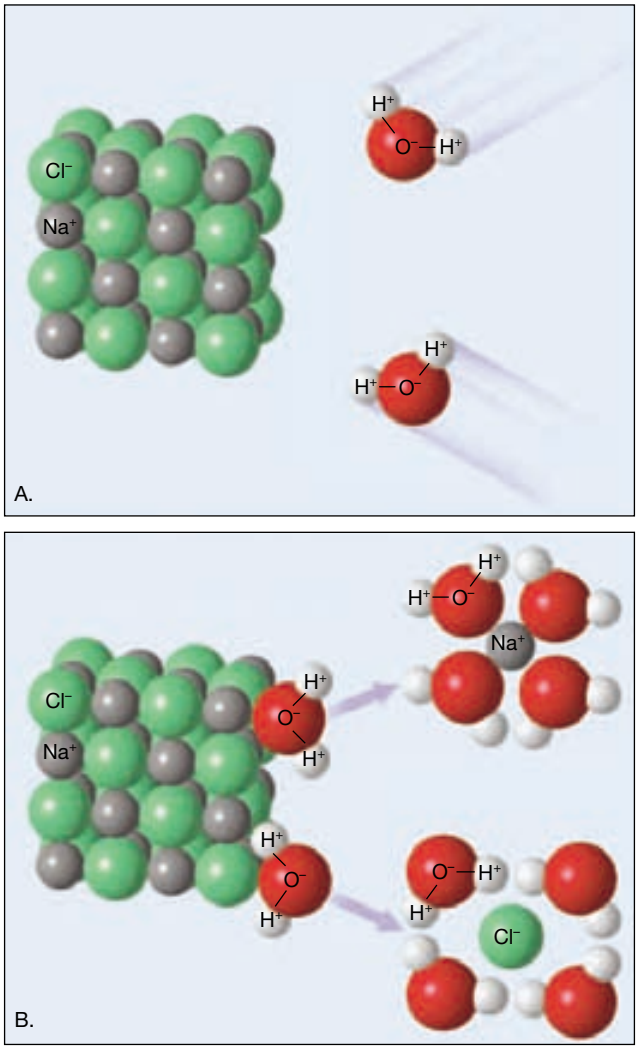
El agua es con mucho el agente de meteorización disolvente más importante. El agua pura sola es un buen disolvente y cantidades pequeñas de materiales disueltos dan como resultado un aumento de la actividad química para las soluciones de meteorización. Los principales procesos de meteorización química son la disolución, la oxidación y la hidrólisis. El agua desempeña un papel principal en cada uno de ellos.

Disolución

Quizás el tipo de descomposición más fácil que se pueda imaginar es el proceso de **disolución.** Exactamente igual a como se disuelve el azúcar en el agua lo hacen ciertos minerales. Uno de los minerales más hidrosolubles es la halita (sal común) que, como quizá recuerde, está compuesta de iones sodio y cloro. La halita se disuelve fácilmente en agua porque, aunque este compuesto mantiene una neutralidad eléctrica general, sus iones individuales conservan sus cargas respectivas.

Además, las moléculas de agua circundantes son polares, es decir, el oxígeno de la molécula tiene una pequeña carga negativa residual; el hidrógeno tiene una pequeña carga positiva. Cuando las moléculas de agua entran en contacto con la halita, sus extremos negativos se aproximan a los iones sodio y sus extremos positivos se agrupan alrededor de los iones cloro. Esto altera las fuerzas de atracción existentes en el cristal de halita y libera los iones a la solución acuosa (Figura 6.4).

Aunque la mayoría de los minerales son, para todos los efectos prácticos, insolubles en agua pura, la presencia de una cantidad incluso pequeña de ácido aumenta de una manera notable la fuerza corrosiva del agua. (Una so-



▲ **Figura 6.4** Ilustración de halita disolviéndose en agua. **A.** Los iones de sodio y de cloro son atacados por las moléculas polares de agua. **B.** Una vez eliminados, esos iones son rodeados y mantenidos por una serie de moléculas de agua, como se muestra en la figura.

lución ácida contiene el ion hidrógeno reactivo, H^+.) En la naturaleza, los ácidos se producen por una serie de procesos. Por ejemplo, el ácido carbónico se crea cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en las gotas de lluvia. Conforme el agua de lluvia acidificada va calando en el suelo, el dióxido de carbono de este último puede aumentar la acidez de la solución de meteorización. También se liberan varios ácidos orgánicos en el suelo cuando los organismos se descomponen, y la meteorización de la pirita y de otros sulfuros produce ácido sulfúrico.

Con independencia de la fuente de donde proceda el ácido, esta sustancia enormemente reactiva descompone con facilidad la mayoría de las rocas y origina ciertos productos que son hidrosolubles. Por ejemplo, el mineral calcita, $CaCO_3$, que es el componente de rocas ornamentales comunes, el mármol y la caliza, resulta fácilmente atacado incluso por una solución débilmente ácida:

$$\underset{\text{calcita}}{CaCO_3} + \underset{\text{ácido carbónico}}{(H^+ + HCO_3^-)} \longrightarrow \underset{\text{ion calcio}}{Ca^{2+}} + \underset{\text{ion bicarbonato}}{2HCO_3^-}$$

Durante este proceso, el carbonato cálcico insoluble se transforma en productos solubles. En la naturaleza, durante períodos de miles de años, grandes cantidades de caliza se disuelven y son transportadas por el agua subterránea. Esta actividad se pone claramente de manifiesto por el gran número de cavernas situadas debajo de la superficie. Los monumentos y los edificios construidos con caliza y mármol están también sujetos a la acción corrosiva de los ácidos, en particular en las áreas industriales donde el aire está contaminado y lleno de humo (*véase* Recuadro 6.2).

Los iones solubles procedentes de reacciones de este tipo se conservan en el agua subterránea de la que nos abastecemos. Son estos iones disueltos los responsables de la denominada agua dura encontrada en muchas localidades. Sencillamente, el agua dura es indeseable porque los iones activos reaccionan con el jabón para producir un material insoluble que hace del jabón algo casi inútil para eliminar la suciedad. Para resolver este problema puede utilizarse un ablandador del agua con objeto de eliminar esos iones, generalmente sustituyéndolos por otros que no reaccionan químicamente con el jabón.

Oxidación

Todos hemos visto objetos de hierro y de acero que se oxidaron cuando quedaron expuestos al agua. Lo mismo puede ocurrir con los minerales ricos en hierro. El proceso de oxidación se produce cuando el oxígeno se combina con el hierro para formar el óxido férrico, como sigue:

$$\underset{\text{hierro}}{4Fe} + \underset{\text{oxígeno}}{3O_2} \rightarrow \underset{\text{óxido férrico (hematites)}}{2Fe_2O_3}$$

Este tipo de reacción química, denominado **oxidación***, se produce cuando se pierden electrones de un elemento durante la reacción. En este caso, decimos que el hierro se oxidó porque perdió electrones en favor del oxígeno. Aunque la oxidación del hierro progresa muy len-

* El lector debe observar que el término oxidación se refiere a cualquier reacción química en la cual un compuesto o radical pierde electrones. El elemento oxígeno no está necesariamente presente.



Recuadro 6.2 ▶ La Tierra como sistema

Precipitaciones ácidas: un impacto humano sobre el sistema Tierra

Los seres humanos forman parte del complejo todo interactivo que denominamos sistema Tierra. Como tales, nuestras acciones inducen cambios en todas las demás partes del sistema. Por ejemplo, al realizar nuestras rutinas normales, los seres humanos modificamos la composición de la atmósfera. Estas modificaciones atmosféricas, a su vez, causan cambios imprevistos y no queridos en la hidrosfera, la biosfera y la Tierra sólida. Las precipitaciones ácidas son un ejemplo pequeño, pero significativo.

Los monumentos y las estructuras de piedra descompuestos son imágenes comunes en muchas ciudades. Aunque contamos con que la roca se descomponga de manera gradual, muchos de esos monumentos han sucumbido antes de lo previsto. Una causa importante de esta aceleración de la meteorización química es la lluvia ácida.

La lluvia es algo ácida en estado natural. Cuando el dióxido de carbono de la atmósfera se disuelve en el agua, el producto es el ácido carbónico. Sin embargo, por *precipitaciones ácidas* entendemos una precipitación mucho más ácida que la lluvia y la nieve natural no contaminadas.

Como consecuencia de la combustión de grandes cantidades de combustibles fósiles, como el carbón y los productos derivados del petróleo, se liberan a la atmósfera casi 40 millones de toneladas de azufre y óxidos de nitrógeno al año en Estados Unidos. Las principales fuentes de esas emisiones son las centrales de producción de energía, los procesos industriales, como el refinado del petróleo y las fundiciones, y los vehículos de todo tipo. A través de una serie de reacciones químicas complejas, algunos de esos contaminantes se convierten en ácidos que luego caen a la superficie de la Tierra en forma de lluvia o nieve. Otra parte se deposita en forma seca y luego se convierte en ácido después de entrar en contacto con las precipitaciones, el rocío o la niebla.

En el norte de Europa y en el este de Norteamérica se ha experimentado lluvia ácida generalizada durante algún tiempo. Los estudios han demostrado también que se produce lluvia ácida en muchas otras regiones, entre ellas el oeste norteamericano, Japón, China, Rusia y Suramérica. Además de las fuentes de contaminación local, una porción de la acidez encontrada en el noreste de Estados Unidos y el este de Canadá se origina a centenares de kilómetros en las regiones industrializadas del sur y el suroeste. Esta situación se produce porque muchos contaminantes permanecen en la atmósfera hasta cinco días, durante los cuales pueden ser transportados a grandes distancias.

Se piensa que los efectos ambientales dañinos de la lluvia ácida son considerables en algunas áreas e inminentes en otras. El efecto mejor conocido es el aumento de la acidez en centenares de lagos de Escandinavia y del este norteamericano. Sumado a la lluvia ácida, ha habido un aumento sustancial del aluminio disuelto, que es lixiviado del suelo por el agua ácida y que, a su vez, es tóxico para los peces. Como consecuencia han desaparecido prácticamente todos los peces de algunos lagos y en otros está a punto de ocurrir lo mismo. Los ecosistemas se caracterizan por muchas interacciones a muchos niveles de organización, lo que significa que es difícil y caro evaluar los efectos de las precipitaciones ácidas en esos sistemas complejos, y que esta evaluación dista mucho de ser completa.

Además de los muchos lagos que ya no pueden albergar la vida de los peces, la investigación indica que las precipitaciones ácidas pueden reducir también los rendimientos de las cosechas agrícolas y deteriorar la productividad de los bosques. La lluvia ácida no sólo perjudica a las hojas, sino que también daña a las raíces y lixivia los nutrientes del suelo. Por último, las precipitaciones ácidas promueven la corrosión de los metales y contribuyen a la destrucción de las estructuras de piedra.

tamente en un ambiente seco, la adición de agua aumenta enormemente la velocidad de la reacción.

La oxidación es importante en la descomposición de minerales ferromagnesianos como el olivino, el piroxeno y la hornblenda. El oxígeno se combina fácilmente con el hierro en esos minerales para formar el óxido férrico de color marrón rojizo denominado *hematites* (Fe_2O_3), o, en otros casos, una herrumbre de color amarillento denominada *limonita* [FeO(OH)]. Estos productos son responsables del color herrumbroso que aparece en las superficies de las rocas ígneas oscuras, como el basalto, cuando empiezan a experimentar meteorización. Sin embargo, la oxidación sólo puede ocurrir después de que el hierro es liberado de la estructura del silicato por otro proceso denominado hidrólisis.

Otra reacción de oxidación importante se produce cuando se descomponen los sulfuros, como la pirita. Los sulfuros son constituyentes importantes en muchas menas metálicas, y la pirita se encuentra también asociada a menudo con los depósitos de carbón. En un ambiente húmedo, la meteorización química de la pirita (FeS_2) produce ácido sulfúrico (H_2SO_4) y oxi-hidróxido de hierro [FeO(OH)]. En muchas localidades mineras, este proceso de meteorización produce un grave riesgo ambiental, en particular en las áreas húmedas donde el agua de la lluvia se infiltra en las pilas marginales (material de desecho que queda después de extraer el carbón u otros minerales). Este denominado *drenaje ácido de mina* acaba por abrirse camino hacia los ríos, matando los organismos acuáticos y degradando el hábitat acuático (Figura 6.5).



▲ **Figura 6.5** Esta agua que va penetrando desde una mina abandonada en Colorado es un ejemplo de *drenaje ácido de mina.* El drenaje ácido de mina es agua con una gran concentración de ácido sulfúrico (H_2SO_4) producida por la oxidación de los sulfuros como la pirita. Cuando esta agua rica en ácido migra desde su origen puede contaminar las aguas superficiales y las subterráneas y provocar daños ecológicos importantes. (Foto de Tim Haske/Profiles West/Index Stock Photography, Inc.)

Hidrólisis

El grupo mineral más común, el de los silicatos, se descompone sobre todo mediante el proceso de **hidrólisis** (*hydro* = agua; *lysis* = aflojamiento), que consiste básicamente en la reacción de cualquier sustancia con el agua. Idealmente, la hidrólisis de un mineral podría tener lugar en agua pura conforme algunas de las moléculas de agua se disocian para formar los iones muy reactivos hidrógeno (H^+) e hidroxilo (OH^-). Son los iones de hidrógeno los que atacan y sustituyen a otros iones positivos encontrados en el retículo cristalino. Con la introducción de los iones hidrógeno en la estructura cristalina, se destruye la disposición ordenada original de los átomos y se descompone el mineral.

En la naturaleza, el agua contiene normalmente otras sustancias que contribuyen con iones hidrógeno adicionales, acelerando de esta manera en gran medida la hidrólisis. La más común de esas sustancias es el dióxido de carbono, CO_2, que se disuelve en agua para formar ácido carbónico, H_2CO_3. La lluvia disuelve algo del dióxido de carbono en la atmósfera y otras cantidades, liberadas por la materia orgánica en descomposición, se adquieren a medida que el agua se infiltra a través del suelo.

En el agua, el ácido carbónico se ioniza para formar iones hidrógeno (H^+) e iones bicarbonato (HCO_3^-). Para ilustrar cómo experimenta hidrólisis una roca en presencia de ácido carbónico, examinemos la meteorización química del granito, una roca continental común. Recordemos que el granito se compone fundamentalmente de cuarzo y feldespato potásico. La meteorización del feldespato potásico componente del granito es la siguiente:

$$\underset{\substack{\text{feldespato}\\\text{potásico}}}{2KAlSi_3O_8} + \underset{\text{ácido carbónico}}{2(H^+ + HCO_3^-)} + \underset{\text{agua}}{H_2O} \rightarrow$$

$$\underset{\substack{\text{caolinita}\\\text{(arcilla residual)}}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underbrace{\underset{\substack{\text{ion}\\\text{potasio}}}{2K^+} + \underset{\substack{\text{ion}\\\text{bicarbonato}}}{2HCO_3^-}}_{\text{en solución}} + \underset{\text{sílice}}{4SiO_2}$$

En esta reacción, los iones hidrógeno (H^+) atacan y sustituyen a los iones potasio (K^+) en la estructura del feldespato, alterando así la red cristalina. Una vez retirado, el potasio está disponible como nutriente para las plantas o se convierte en la sal soluble bicarbonato potásico ($KHCO_3$), que puede incorporarse en otros minerales o ser transportado al océano.

El producto más abundante de la descomposición química del feldespato potásico es un mineral de la arcilla, la caolinita. Los minerales de la arcilla son los productos finales de la meteorización y son muy estables a las condiciones que predominan en la superficie. Por consiguiente, los minerales de la arcilla constituyen un porcentaje elevado del material inorgánico de los suelos. Además, la roca sedimentaria más abundante, la lutita, contiene una elevada proporción de minerales de la arcilla.

Además de la formación de minerales de la arcilla durante la meteorización del feldespato potásico, las aguas subterráneas extraen algo de sílice de la estructura del feldespato y lo transportan. Esta sílice disuelta acabará precipitando, produciendo nódulos de sílex, o llenará los espacios porosos que quedan entre los granos de sedimento, o será transportada al océano, donde los animales microscópicos lo extraerán del agua para formar sus conchas de sílice duras.

En resumen, la meteorización del feldespato potásico genera un mineral de la arcilla residual, una sal soluble (bicarbonato potásico) y algo de sílice, que se disuelve.

El cuarzo, el otro componente principal del granito, es muy resistente a la meteorización química; se mantiene sustancialmente inalterado cuando es atacado por soluciones ácidas débiles. Como consecuencia, cuando el granito experimenta meteorización, los cristales de feldespato se convierten lentamente en arcilla, liberando los granos de cuarzo, antes entrelazados, que todavía conservan su aspecto fresco, vítreo. Aunque algo del cuarzo permanece en el suelo, gran parte es finalmente transportado al mar o a otros lugares de depósito, donde se convierte en el constituyente principal de algunos accidentes geográficos como las playas arenosas y las dunas de arena. Con el tiempo, estos granos de cuarzo pueden petrificarse para formar la roca sedimentaria arenisca.

En la Tabla 6.1 se enumeran los productos de meteorización de algunos de los silicatos más comunes. Re-

Tabla 6.1 Productos de meteorización

Mineral	Productos residuales	Material en solución
Cuarzo	Granos de cuarzo	Sílice
Feldespato	Minerales de la arcilla	Sílice
		K^+, Na^+, Ca^{2+}
Anfíbol	Minerales de la arcilla	Sílice
(Hornblenda)	Limonita	Ca^{2+}, Mg^{2+}
	Hematites	
Olivino	Limonita	Sílice
	Hematites	Mg^{2+}

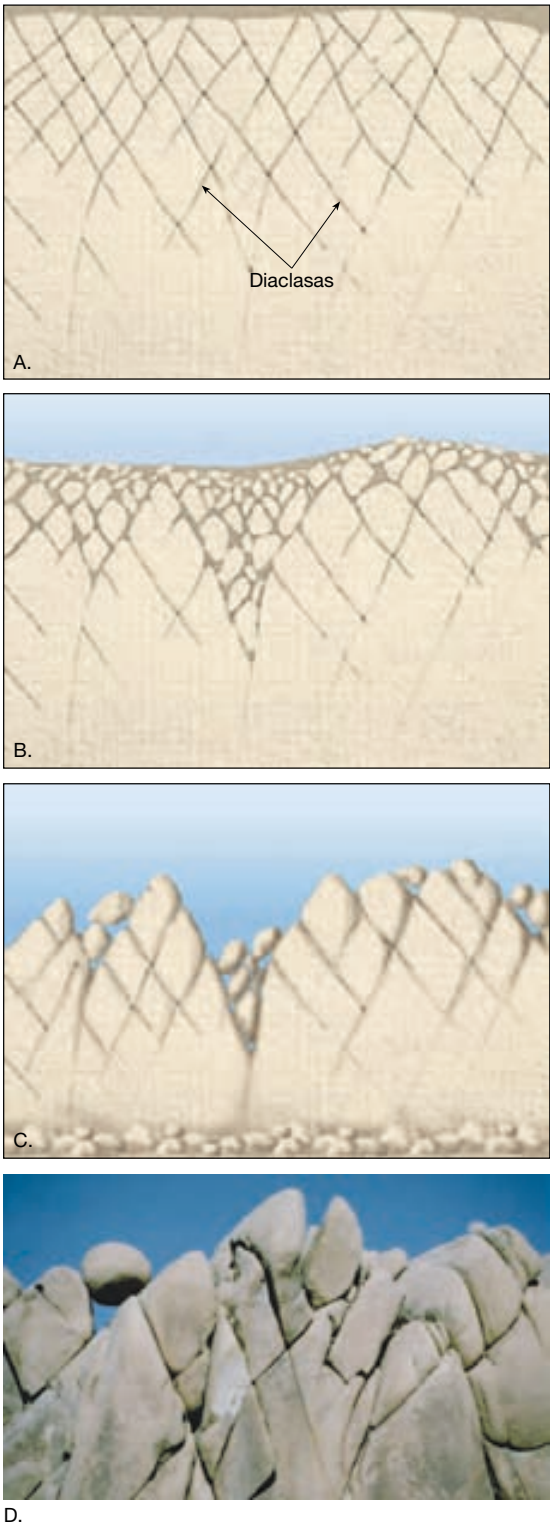
cordemos que los silicatos constituyen la mayor parte de la corteza terrestre y que esos minerales están compuestos esencialmente por sólo ocho elementos. Cuando son meteorizados químicamente, los silicatos suministran iones sodio, calcio, potasio y magnesio que forman productos solubles, que pueden ser extraídos del agua subterránea. El hierro se combina con el oxígeno, originando óxidos de hierro relativamente insolubles, fundamentalmente hematites y limonita, que proporcionan al suelo un color marrón rojizo o amarillento. Bajo la mayoría de las condiciones los tres elementos restantes, aluminio, sílice y oxígeno, se unen con el agua para producir minerales de la arcilla residuales. Sin embargo, incluso los minerales de arcilla más insolubles van siendo eliminados muy lentamente por el agua subsuperficial.

Alteraciones causadas por la meteorización química

Como se indicó antes, el resultado más significativo de la meteorización química es la descomposición de los minerales inestables y la generación o retención de aquellos minerales que son estables en la superficie terrestre. Esto explica el predominio de ciertos minerales en el material de la superficie que denominamos suelo.

Además de alterar la estructura interna de los minerales, la meteorización química produce también cambios físicos. Por ejemplo, cuando el agua corriente ataca a los fragmentos rocosos angulosos a través de las grietas, los fragmentos tienden a adoptar una forma esférica. El redondeado gradual de las esquinas y los bordes de los bloques angulares se ilustra en la Figura 6.6. Las esquinas son atacadas con más facilidad debido a su mayor área de superficie con respecto a su volumen, en comparación con los bordes y las caras. Este proceso, denominado **meteorización esferoidal,** proporciona a la roca meteorizada una forma más redondeada o esférica (Figura 6.6).

A veces, durante la formación de los bloques esferoidales, se separan envueltas sucesivas del cuerpo principal de la roca (Figura 6.7). Por fin las capas externas se desprenden, permitiendo que la actividad de la meteorización



▲ **Figura 6.6** Meteorización esferoidal de una roca intensamente diaclasada. El agua que se mueve a través de las grietas empieza a agrandarlas. Dado que las rocas son afectadas más en las esquinas y en los bordes, adoptan una forma esférica. La foto muestra la meteorización esferoidal en el monumento nacional Joshua Tree, California. (Foto de E. J. Tarbuck.)



Figura 6.7 Sucesivas cáscaras se sueltan conforme el proceso de metorización continúa adentrándose en la roca. (Foto de Martin Schmidt, Jr.)

química penetre más en profundidad en el cuerpo rocoso principal. Esta descamación esférica se produce porque, a medida que los minerales de la roca se meteorizan a arcilla, su tamaño aumenta mediante la adición de agua a su estructura. Este mayor tamaño ejerce una fuerza hacia el exterior que induce el debilitamiento y desprendimiento de las capas concéntricas de la roca.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿La arcilla creada por la meteorización química es la misma arcilla que se utiliza para hacer cerámica?

Sí. La caolinita forma la arcilla que se describe en la sección sobre la hidrólisis, se llama *caolín* y se utiliza para la porcelana de alta calidad. Sin embargo, cantidades mucho mayores de esta arcilla se utilizan como revestimiento en la fabricación del papel de alta calidad, como el que se utiliza en este libro.

De hecho la meteorización crea muchos minerales de la arcilla diferentes y con distintos usos. Los minerales de la arcilla se utilizan en la fabricación de ladrillos, azulejos, canales del alcantarillado y cemento. Las arcillas se utilizan como lubricantes en las perforaciones de sondeos y son un ingrediente común de la pintura. Productos tan variados como el conversor catalítico de un coche y los filtros utilizados en la elaboración de la cerveza y el vino dependen de los minerales de la arcilla.

Por consiguiente, la meteorización química produce fuerzas lo bastante grandes como para causar meteorización mecánica. Este tipo de meteorización esferoidal, en el cual las capas se desgajan, no debe confundirse con el fenómeno de lajeamiento comentado antes. En el lajeamiento, la fractura se produce como consecuencia de la descompresión, y las capas de roca que se separan del cuerpo principal están en gran medida inalteradas en el momento de la separación.

Velocidades de meteorización

Meteorización y suelo
▼ Velocidades de meteorización

Varios factores influyen en el tipo y la velocidad de meteorización de la roca. Ya hemos visto cómo la meteorización mecánica afecta a la velocidad de la meteorización. Al fracturar la roca en fragmentos más pequeños, aumenta la cantidad de área superficial expuesta a la meteorización química. Otros factores importantes que se van a examinar son el papel de las características de la roca y del clima.

Características de la roca

Las características de la roca abarcan todos los rasgos químicos de las rocas, entre ellos la composición mineral y la

solubilidad. Además, pueden ser importantes todas las características físicas, como las diaclasas, porque influyen en la capacidad del agua para penetrar en la roca.

Las variaciones en las velocidades de meteorización debido a los constituyentes minerales se pueden demostrar comparando antiguas lápidas hechas de rocas distintas. Las lápidas de granito, que está compuesto por silicatos, son relativamente resistentes a la meteorización química. Comprobemos esto examinando las inscripciones en piedras mostradas en la Figura 6.8. Por el contrario, el mármol muestra signos de importantes alteraciones químicas a lo largo de un período relativamente corto. El mármol está compuesto de calcita (carbonato cálcico) que se disuelve fácilmente incluso en una solución débilmente ácida.

El grupo mineral más abundante, el de los silicatos, se meteoriza en el orden mostrado en la Figura 6.9. Esta disposición de los minerales es idéntica a las series de reacción de Bowen. El orden en el cual se meteorizan los silicatos es esencialmente el mismo al de su cristalización. La explicación para ello está relacionada con la estructura cristalina de los silicatos. La fuerza del enlace silicio-oxígeno es grande. Dado que el cuarzo está compuesto completamente por estos enlaces fuertes, es muy resistente a la meteorización. Por el contrario, el olivino tiene bastantes menos enlaces silicio-oxígeno siendo mucho menos resistente a la meteorización química.

Clima

Los factores climáticos, en particular la temperatura y la humedad, son cruciales para la meteorización de la roca. Un ejemplo importante de meteorización mecánica es que la frecuencia de los ciclos de congelación-deshielo afecta en gran medida a los procesos de cuña de hielo. La temperatura y la humedad ejercen también una fuerte influencia sobre las velocidades de meteorización química y sobre la clase y cantidad de vegetación presente. Las regiones con vegetación abundante tienen en general un manto grueso de suelo rico en materia orgánica descompuesta de la cual se derivan fluidos químicamente activos, como el ácido carbónico y los ácidos húmicos.

El ambiente óptimo para la meteorización química es una combinación de temperaturas cálidas y humedad abundante. En las regiones polares, la meteorización química es ineficaz porque las bajas temperaturas mantienen la humedad disponible encerrada en forma de hielo, mientras que en las regiones áridas hay insuficiente humedad para favorecer una meteorización química rápida.

La actividad humana puede influir en la composición de la atmósfera, la cual, a su vez, puede afectar a la velocidad de la meteorización química. En el Recuadro 6.2 se examina un ejemplo bien conocido, la lluvia ácida.

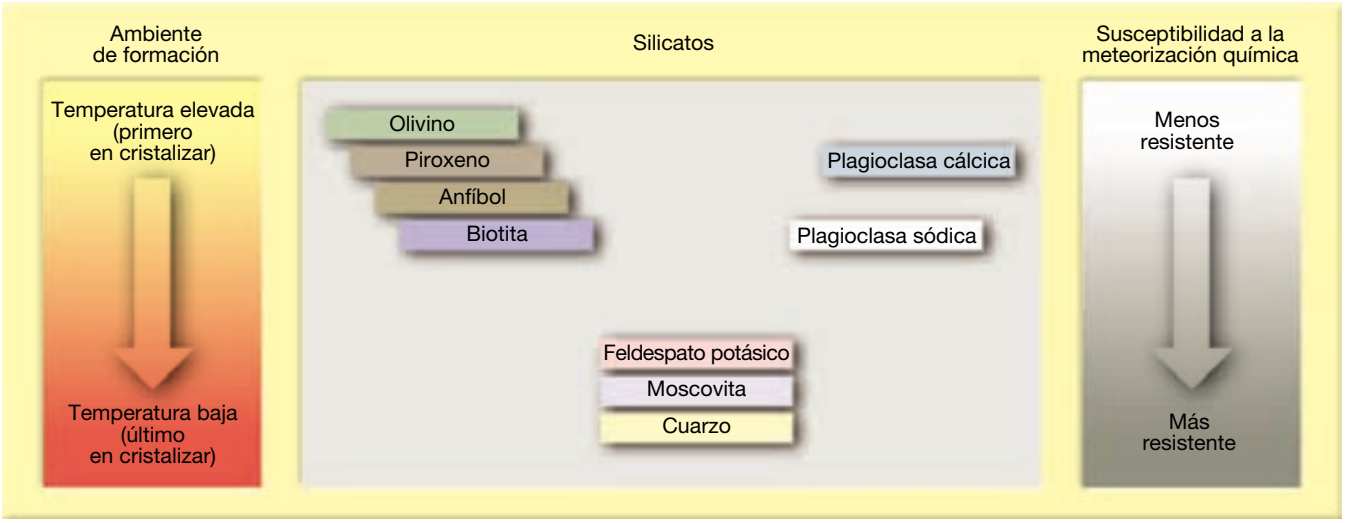
Meteorización diferencial

Las masas rocosas no se meteorizan de una manera uniforme. Observe la foto de un dique de la Figura 5.17. La masa ígnea duradera permanece encima del terreno circundante como una pared de piedra. A este fenómeno se le denomina **meteorización diferencial.** Los resultados varían en escala de la superficie rugosa e irregular de la lápida de mármol de la Figura 6.8 a las exposiciones enérgicamente esculpidas del valle de los Monumentos.

Muchos factores influyen en la velocidad de meteorización de la roca. Entre los más importantes se encuentran las variaciones de la composición de la roca. La



◀ **Figura 6.8** El examen de las lápidas revela la velocidad de meteorización química en diversos tipos de roca. La lápida de granito (izquierda) se colocó cuatro años después que la de mármol (derecha). La fecha de inscripción de 1872 del monumento de mármol es casi ilegible. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 6.9** Meteorización de los silicatos comunes. El orden en el cual los silicatos se meteorizan químicamente es básicamente el mismo que el orden de su cristalización.

roca más resistente sobresale en forma de montes o puntas o como acantilados más empinados en una ladera irregular. El número y el espaciado de las diaclasas también puede ser un factor significativo (*véase* Figura 6.6). La meteorización diferencial y la erosión ulterior son responsables de la creación de muchas formaciones rocosas y morfologías inusuales, a veces espectaculares.

Suelo

El suelo cubre la mayor parte de la superficie terrestre. Junto con el aire y el agua, es uno de nuestros recursos más indispensables. También como el aire y al agua, muchos de nosotros consideramos que el suelo es algo que tenemos garantizado. La siguiente cita nos ayuda a situar en la perspectiva adecuada esta capa vital.

> En los últimos años, la ciencia se ha concentrado cada vez más en la Tierra como planeta, que, en la medida que nosotros sabemos, es único: donde una fina cubierta de aire, una película aún más fina de agua y la capa aún más fina de suelo se combinan para dar apoyo a una red de vida de una maravillosa diversidad en cambio continuo*.

El suelo se ha denominado con gran precisión «el puente entre la vida y el mundo inanimado». Toda la vida (la biosfera completa) debe su existencia a una docena más o menos de elementos que en última instancia deben proceder de la corteza terrestre. Una vez que la meteorización y otros procesos crean el suelo, las plantas llevan a cabo el papel intermediario de asimilar los elementos necesarios y hacerlos asequibles a los animales, entre ellos los seres humanos.

Una interfase en el sistema Tierra

Cuando se considera la Tierra como un sistema, se suele hacer referencia al suelo como una *interfase:* un límite común donde interactúan partes diferentes de un sistema. Ésta es una designación apropiada porque el suelo se forma allí donde se unen la tierra sólida, la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera. El suelo es un material que se desarrolla en respuesta a interacciones ambientales complejas entre diferentes partes del sistema Tierra. Con el tiempo, el suelo evoluciona de manera gradual hasta un estado de equilibrio con el entorno. El suelo es dinámico y sensible a prácticamente todos los aspectos de su entorno. Por tanto, cuando se producen cambios ambientales, como el clima, la cubierta vegetal o la actividad animal (incluida la humana) el suelo responde. Cualquiera de esos cambios produce una alteración gradual de las características del suelo hasta alcanzar un nuevo equilibrio. Aunque finamente distribuido sobre la superficie terrestre, el suelo funciona como una interfase fundamental, proporcionando un ejemplo excelente de integración entre muchas partes del sistema Tierra.

¿Qué es el suelo?

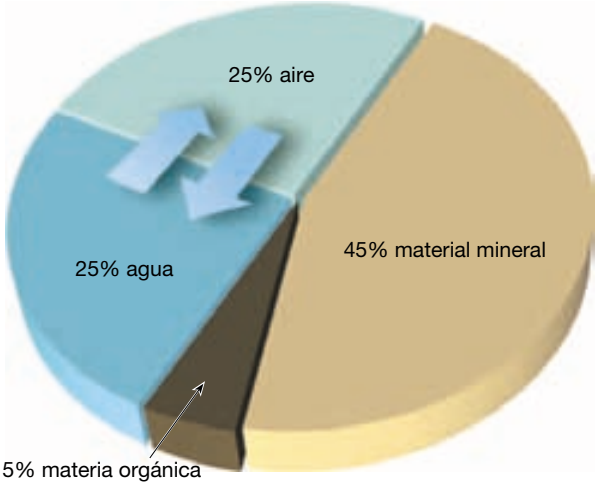
Con pocas excepciones, la superficie de la Tierra está cubierta por el **regolito** (*rhegos* = manta; *lithos* = piedra), la capa de roca y fragmentos minerales producidos por me-

* Jack Eddy, «A fragile Seam of Dark Blue Light», en *Proceedings of the Global Change Research Forum.* U. S. Geological Survey Circular 1086, 1993, pág. 15.

teorización. Algunos llamarían suelo a este material, pero el suelo es más que la acumulación de restos meteorizados. El **suelo** es una combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del regolito que sustenta el crecimiento de las plantas. Aunque las proporciones de los principales componentes que hay en el suelo varían, siempre están presentes los mismos cuatro componentes (Figura 6.10). Alrededor de la mitad del volumen total de un suelo superficial de buena calidad está compuesto por una mezcla de roca desintegrada y descompuesta (materia mineral) y de **humus,** los restos descompuestos de la vida animal y vegetal (materia orgánica). La otra mitad consiste en espacios porosos entre las partículas sólidas donde circula el aire y el agua.

Aunque la porción mineral del suelo suele ser mucho mayor que la porción orgánica, el humus es un componente esencial. Además de ser una fuente importante de nutrientes vegetales, el humus potencia la capacidad del suelo para retener agua. Dado que las plantas precisan aire y agua para vivir y crecer, la porción del suelo consistente en espacios porosos que permiten la circulación de esos fluidos es tan vital como los constituyentes del suelo sólido.

El agua del suelo está muy lejos de ser agua «pura»; en cambio es una solución compleja que contiene muchos nutrientes solubles. El agua del suelo no sólo proporciona la humedad necesaria para las reacciones químicas que sustentan la vida; también suministra a las plantas nutrientes en la forma que ellas pueden utilizar. Los espacios porosos no rellenos de agua contienen aire. Este aire es la fuente de oxígeno y dióxido de carbono necesarios para que vivan en el suelo la mayoría de las plantas y los microorganismos.



▲ **Figura 6.10** Composición (por volumen) de un suelo en buen estado para el crecimiento vegetal. Aunque los porcentajes varían, cada suelo está compuesto de materia mineral y orgánica, agua y aire.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

He visto fotografías de huellas que los astronautas dejaron en la superficie lunar. ¿Eso significa que la Luna tiene suelo?

No exactamente. La Luna no tiene atmósfera, ni agua y carece de actividad biológica. Por tanto, la meteorización química, la gelifracción y otros procesos de meteorización que conocemos en la Tierra no se producen en la Luna. Sin embargo, todos los terrenos lunares están cubiertos por una capa de derrubios grises parecida al suelo, llamada *regolito lunar*, que deriva de un bombardeo de meteoritos ocurrido hace unos pocos miles de millones de años. La velocidad del cambio de la superficie es tan lenta que las huellas que dejaron los astronautas del *Apollo* permanecerán con un aspecto intacto durante millones de años.

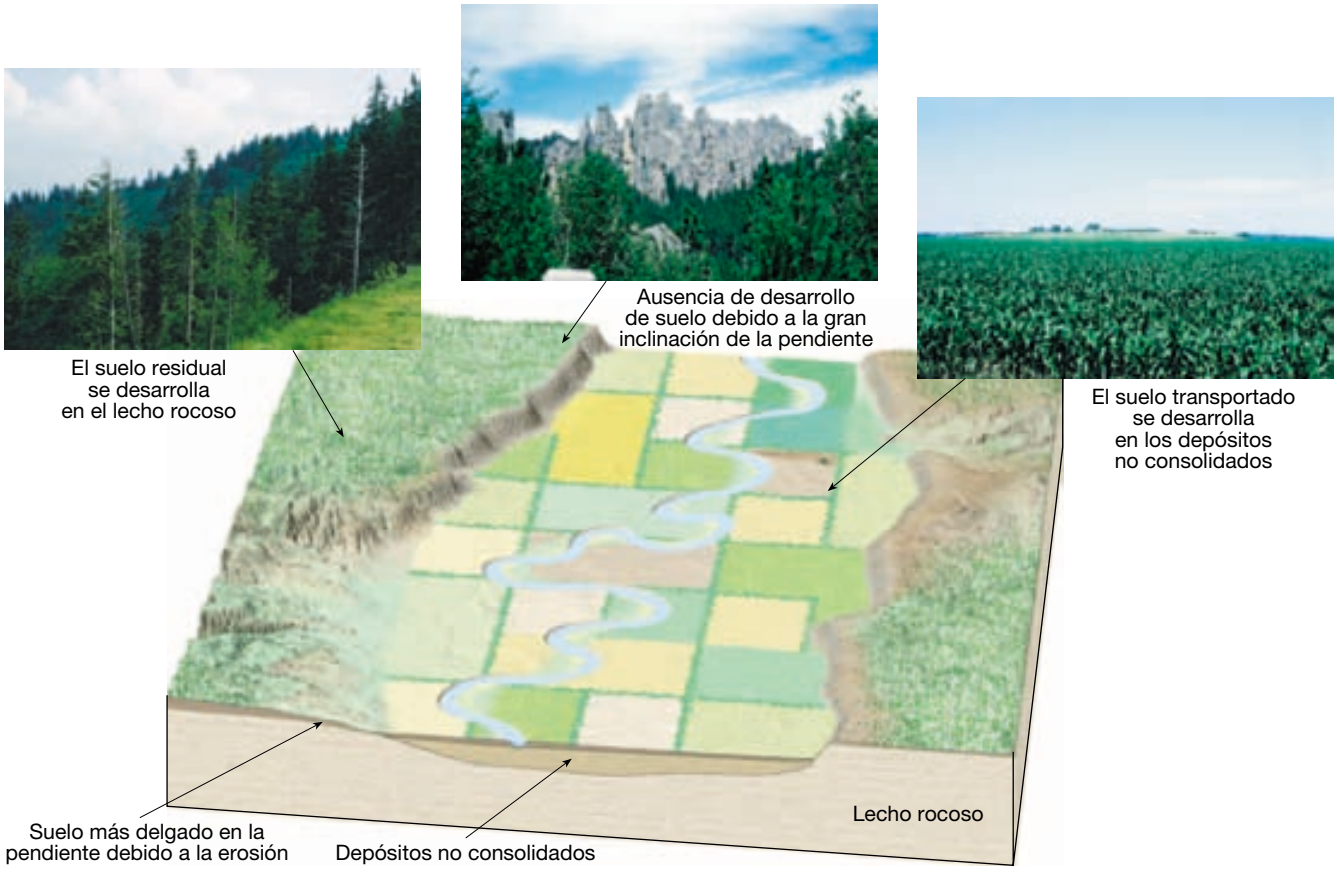
Factores formadores del suelo

El suelo es el producto de la interacción compleja de varios factores, entre ellos la roca madre, el tiempo, el clima, las plantas y los animales, y la topografía. Aunque todos estos factores son interdependientes, examinaremos sus papeles por separado.

Roca madre

La fuente de la materia mineral meteorizada a partir de la cual se desarrolla el suelo se denomina **roca madre** y es el factor fundamental que influye en la formación del nuevo suelo. Conforme progresa la formación del suelo, experimenta de manera gradual cambios físicos y químicos. La roca madre puede ser o bien la roca subyacente o bien una capa de depósitos no consolidados. Cuando la roca madre es el substrato rocoso, los suelos se denominan *suelos residuales*. Por el contrario, los que se desarrollan sobre sedimento no consolidado se denominan *suelos transportados* (Figura 6.11). Debe observarse que los suelos transportados se forman *en el lugar* en el cual la gravedad, el agua, el viento o el hielo depositan los materiales progenitores que han sido transportados desde cualquier otro lugar.

La naturaleza de la roca madre influye en el suelo de dos maneras. En primer lugar, el tipo de roca madre afectará a la velocidad de meteorización y, por tanto, a la de formación del suelo. También, dado que los depósitos no consolidados están en parte ya meteorizados, el desarrollo del suelo sobre dicho material progresará probablemente más deprisa que cuando la roca madre es el lecho



▲ **Figura 6.11** La roca madre de los suelos residuales es el lecho rocoso subyacente, mientras que los suelos transportados se forman en los depósitos no consolidados. Observe que, conforme las pendientes aumentan de inclinación, el suelo adelgaza.

de roca. En segundo lugar, la composición química de la roca madre afectará a la fertilidad del suelo. Esto influye en el carácter de la vegetación natural que el suelo puede sustentar.

Antes se creía que la roca madre era el factor fundamental que producía las diferencias entre los suelos. En la actualidad, los especialistas en suelos se han dado cuenta de que otros factores, en especial el clima, son más importantes. De hecho, se ha descubierto que suelen producirse suelos similares a partir de rocas madres diferentes y que suelos diferentes se han desarrollado a partir del mismo tipo de roca madre. Estos descubrimientos refuerzan la importancia de los otros factores formadores del suelo.

Tiempo

El tiempo es un componente importante de todos los procesos geológicos, y la formación del suelo no es una excepción. La naturaleza del suelo se ve muy influida por la duración de los procesos que han estado actuando. Si se ha producido meteorización durante un tiempo comparativamente corto, el carácter de la roca madre determina en gran medida las características del suelo. Conforme continúa la meteorización, la influencia de la roca madre sobre el suelo se ve eclipsada por los otros factores formadores del suelo, en especial el clima. No puede enumerarse la magnitud de tiempo necesaria para que evolucionen los diversos suelos, porque los procesos de formación del suelo actúan a velocidades variables bajo circunstancias diferentes. Sin embargo, a modo de regla, cuanto más tiempo ha estado formándose un suelo, mayor es su grosor y menos se parece a la roca madre.

Clima

El clima se considera el factor más influyente en la formación del suelo. La temperatura y las precipitaciones son los elementos que ejercen el efecto más fuerte sobre la formación del suelo. Las variaciones de temperatura y de precipitaciones determinan si predominará la meteorización química o la mecánica y también influyen en gran medida en la velocidad y profundidad de la meteorización. Por ejemplo, un clima cálido y húmedo puede producir

una potente capa de suelo meteorizado químicamente en el mismo tiempo que un clima frío y seco produce un fino manto de derrubios físicamente meteorizados. Además, la cantidad de precipitaciones influye sobre el grado con el que los diversos materiales son retirados del suelo por las aguas de infiltración (proceso denominado *lixiviación*), afectando con ello a su fertilidad. Por último, las condiciones climáticas constituyen un control importante sobre el tipo de vida animal y vegetal presente.

Plantas y animales

Las plantas y los animales desempeñan un papel vital en la formación del suelo. Los tipos y la abundancia de organismos presentes tienen una fuerte influencia sobre las propiedades físicas y químicas de un suelo. De hecho, en el caso de los suelos bien desarrollados de muchas regiones, la importancia de la vegetación para el tipo de suelo suele verse implícita en la descripción utilizada por los científicos. Frases del tipo de *suelo de pradera*, *suelo de bosque* y *suelo de tundra* son comunes.

Las plantas y los animales proporcionan materia orgánica al suelo. Ciertos suelos cenagosos están compuestos casi por completo de materia orgánica. Mientras que los suelos de desierto pueden contener cantidades de tan sólo un uno por ciento. Aunque la cantidad de la materia orgánica varía sustancialmente de unos suelos a otros, es raro el suelo que carece completamente de ella.

La fuente principal de materia orgánica del suelo es la vegetal, aunque también contribuyen los animales y un número infinito de microorganismos. Cuando se descompone la materia orgánica, se suministran nutrientes importantes a las plantas, así como a los animales y microorganismos que viven en el suelo. Por consiguiente, la fertilidad del suelo está relacionada en parte con la cantidad de materia orgánica presente. Además, la descomposición de los restos animales y vegetales induce la formación de varios ácidos orgánicos. Estos ácidos complejos aceleran el proceso de meteorización. La materia orgánica tiene también una gran capacidad de retención de agua y, por tanto, ayuda a mantener el agua en un suelo.

Los microorganismos, entre ellos los hongos, las bacterias y los protozoos unicelulares, desempeñan un papel activo en la descomposición de los restos vegetales y animales. El producto final es el humus, un material que ya no se parece a las plantas ni a los animales a partir de los cuales se formó. Además, ciertos microorganismos contribuyen a la fertilidad del suelo porque tienen capacidad para convertir el nitrógeno atmosférico en nitrógeno del suelo.

Las lombrices de tierra y otros animales excavadores actúan para mezclar las porciones mineral y orgánica del suelo. Las lombrices, por ejemplo, se alimentan de materia orgánica y mezclan completamente los suelos en los cuales viven, a menudo moviendo y enriqueciendo muchas toneladas por hectárea al año. Las madrigueras y agujeros contribuyen también al paso de agua y aire a través del suelo.

Topografía

La disposición de un terreno puede variar en gran medida en distancias cortas. Esas variaciones de la topografía, a su vez, pueden inducir el desarrollo de una variedad localizada de tipos de suelo. Muchas de las diferencias existen porque la pendiente tiene un efecto significativo sobre la magnitud de la erosión y el contenido acuoso del suelo.

En pendientes empinadas, los suelos suelen desarrollarse poco. En dichas situaciones, la cantidad de agua que empapa el suelo es poca; como consecuencia, el contenido de humedad del suelo puede no ser suficiente para el crecimiento vigoroso de las plantas. Además, debido a la erosión acelerada en las pendientes empinadas, los suelos son delgados o, en algunos casos, inexistentes (Figura 6.11).

En contraste, los suelos mal drenados y anegados encontrados en las tierras bajas tienen un carácter muy diferente. Esos suelos suelen ser gruesos y oscuros. El color oscuro se debe a la gran cantidad de materia orgánica que acumula, ya que las condiciones saturadas retrasan la descomposición vegetal. El terreno óptimo para el desarrollo de un suelo es una superficie plana o ligeramente ondulada en tierras altas. Aquí, encontramos buen drenaje, erosión mínima e infiltración suficiente del agua en el suelo.

La *orientación de la pendiente* o la dirección a la que mira la pendiente, es otro factor que debemos observar. En las latitudes medias del hemisferio septentrional, una pendiente que mire hacia el sur recibirá una cantidad de luz solar mayor que una pendiente que mire hacia el norte. De hecho, esta última quizá no reciba luz solar directa nunca. La diferencia en la cantidad de radiación solar recibida producirá diferencias de temperatura y humedad del suelo, que, a su vez, pueden influir en la naturaleza de la vegetación y el carácter del suelo.

Aunque en esta sección se abordan por separado cada uno de los factores formadores del suelo, debemos recordar que todos ellos actúan a la vez para formar el suelo. Ningún factor individual es responsable del carácter de un suelo; antes bien, es la influencia combinada de la roca madre, el tiempo, el clima, las plantas y los animales y la pendiente lo que determina este carácter.

El perfil del suelo

Dado que los procesos de formación del suelo actúan desde la superficie hacia abajo, las variaciones de composición, textura, estructura y color evolucionan de manera

gradual a las diversas profundidades. Estas diferencias verticales, que normalmente van siendo más pronunciadas conforme pasa el tiempo, dividen el suelo en zonas o capas conocidas como **horizontes.** Si cavara una trinchera en el suelo, vería que sus paredes tienen capas. Una sección vertical de este tipo a través de todos los horizontes del suelo constituye el **perfil del suelo** (Figura 6.12).

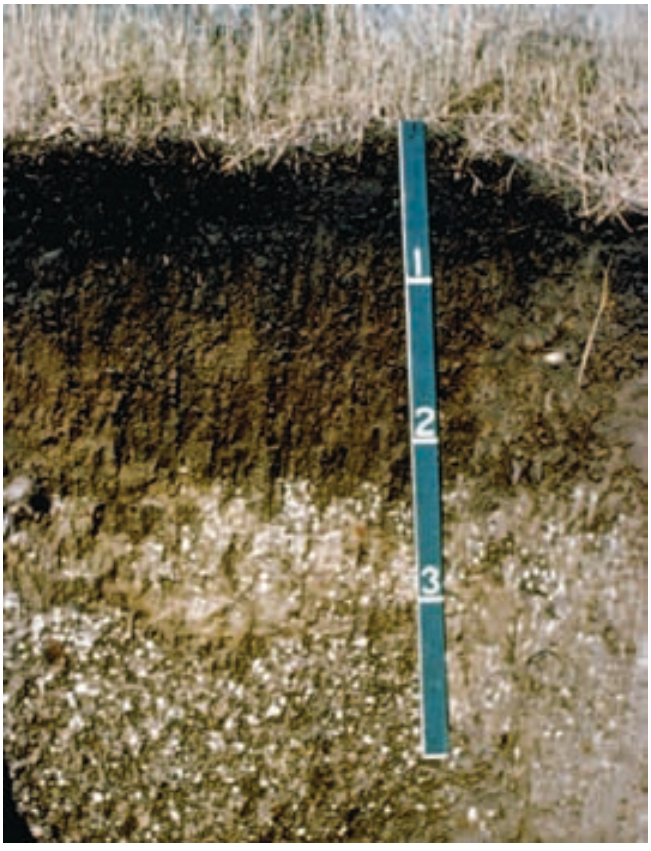
En la Figura 6.13 se representa una visión idealizada de un perfil de suelo bien desarrollado en el cual se identifican cinco horizontes. Desde la superficie hacia abajo, se designan como *O*, *A*, *E*, *B* y *C*. Estos cinco horizontes son comunes en los suelos de las regiones templadas. Las características y la extensión del desarrollo de los horizontes varían de unos ambientes a otros. Por tanto, localidades diferentes exhiben perfiles de suelo que pueden contrastar en gran medida unos con otros.

El horizonte de suelo *O* consiste en gran medida en material orgánico. Contrasta con las capas que están debajo de él, que son fundamentalmente materia mineral. La porción superior del horizonte *O* consiste fun-

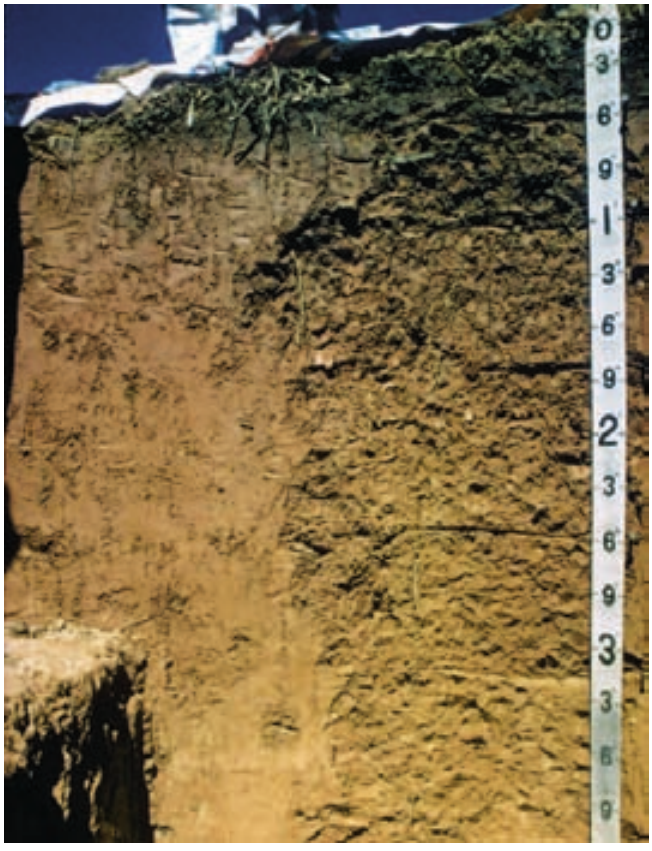
A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

El otro día estaba haciendo un agujero en mi jardín y me encontré una capa dura profunda realmente difícil de penetrar. ¿Cómo se forma una capa dura?

Las capas duras se crean por el proceso de la eluviación. Conforme el agua percola a través del suelo, las pequeñas partículas de tamaño arcilla procedentes de las capas superiores del suelo son desplazadas por la eluviación y se concentran en el subsuelo (horizonte *B*). Con el tiempo la acumulación de estas partículas de tamaño arcilla crea una capa casi impenetrable, que es lo que encontró. Algunas veces, las capas duras son tan impermeables que sirven como barreras eficaces contra el movimiento del agua, impidiendo más infiltración de agua. Las capas duras también se llaman *capas de adobe*, porque su elevado contenido de arcilla las hace apropiadas para utilizarlas como ladrillos de construcción.

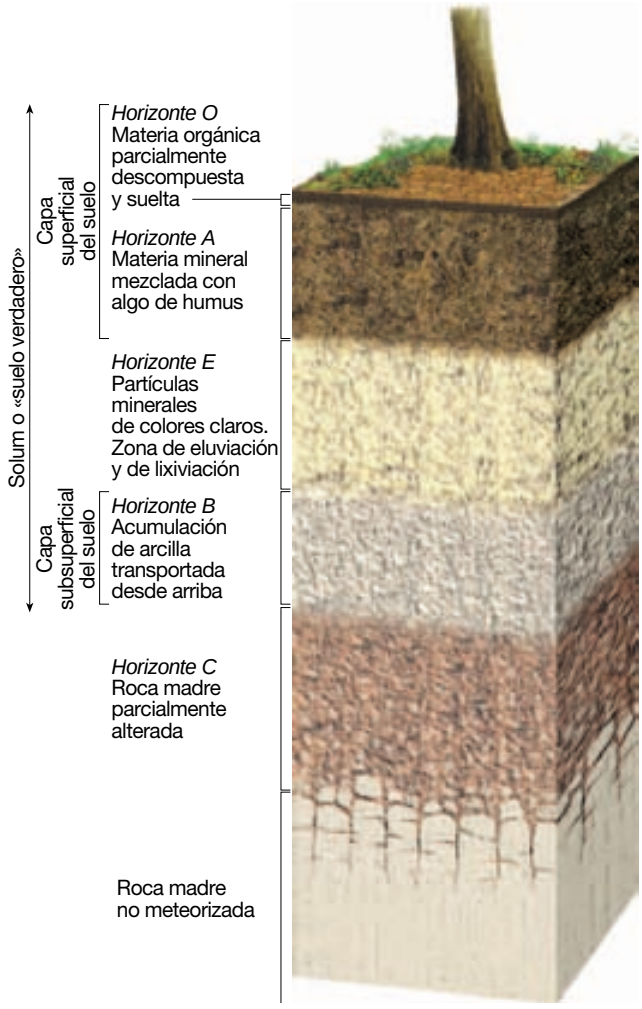


A.



B.

▲ **Figura 6.12** Un perfil del suelo es un corte transversal vertical desde la superficie a través de todos los horizontes hasta la roca madre. **A.** Este perfil muestra un suelo bien desarrollado de la región suroriental de Dakota del Sur. (Foto de E. J. Tarbuck.) **B.** En este suelo de Puerto Rico no se distinguen los límites entre los horizontes, lo que le da un aspecto relativamente uniforme. (Foto cortesía de Soil Science Society of America.)



▲ **Figura 6.13** Perfil idealizado de un suelo en latitudes medias de clima húmedo. La *capa superficial del suelo* y el *subsuelo* forman el solum o «suelo verdadero».

damentalmente en mantillo vegetal, como hojas sueltas y otros restos orgánicos que son todavía reconocibles. Por el contrario, la porción inferior del horizonte *O* está compuesta por materia orgánica parcialmente descompuesta (humus) en la cual ya no pueden identificarse las estructuras vegetales. Además de plantas, el horizonte *O* está repleto de vida microscópica, bacterias, hongos, algas e insectos. Todos estos organismos contribuyen con oxígeno, dióxido de carbono y ácidos orgánicos al desarrollo del suelo.

Por debajo del horizonte *O*, rico en restos orgánicos, se encuentra el horizonte *A*. Esta zona está compuesta en gran medida por materia mineral; sin embargo la actividad biológica es alta y generalmente hay humus: hasta el 30 por ciento en algunos casos. Juntos, los horizontes *O* y *A* constituyen lo que se denomina normalmente *capa superficial del suelo*. Por debajo del horizonte *A*, el horizonte *E*, es una capa de color claro que contiene poca materia orgánica. Conforme el agua percola hacia abajo a través de esta zona, transporta las partículas más finas. Este lavado de los componentes finos del suelo se denomina **eluviación** (*elu* = salir; *via* = camino). El agua que percola hacia abajo disuelve también componentes inorgánicos solubles del suelo y los transporta a zonas más profundas. Este empobrecimiento de materiales solubles de la zona alta del suelo se denomina **lixiviación.**

Inmediatamente debajo del horizonte *E* se encuentra el horizonte *B*, o *capa subsuperficial del suelo*. Gran parte del material extraído del horizonte *E* mediante eluviación se deposita en el horizonte *B*, al que se suele hacer referencia como la *zona de acumulación*. La acumulación de las partículas arcillosas finas potencia la retención de agua en el subsuelo. Los horizontes *O*, *A*, *E* y *B* juntos constituyen el **solum,** o «suelo verdadero». Es en este suelo verdadero donde son activos los procesos formadores del suelo y donde están en gran medida confinadas las raíces vivas y otros tipos de vida animal y vegetal.

Debajo de este suelo verdadero y por encima de la roca madre inalterada se encuentra el horizonte *C*, una capa caracterizada por roca madre parcialmente alterada. Mientras que los horizontes *O*, *A*, *E* y *B* tienen poco parecido con la roca madre, ésta es fácilmente identificable en el horizonte *C*. Aunque este material está experimentando cambios que lo transformarán por fin en suelo, todavía no ha cruzado el umbral que separa el regolito del suelo.

Las características y la magnitud del desarrollo pueden variar en gran medida de unos suelos a otros de ambientes diferentes. Los límites entre los horizontes del suelo pueden ser bruscos o los horizontes pueden pasar gradualmente de uno a otro. Por consiguiente, un perfil de suelo bien desarrollado indica que las condiciones ambientales han sido relativamente estables a lo largo de un período prolongado y que el suelo es *maduro*. Por el contrario, algunos suelos carecen por completo de horizontes.

Dichos suelos se denominan *inmaduros* porque la formación del suelo ha estado operando sólo durante un período corto. Los suelos inmaduros son también característicos de pendientes empinadas donde la erosión desgasta continuamente el suelo, impidiendo su desarrollo completo.

Clasificación de los suelos

Existen muchas variaciones de un lugar a otro y de un período a otro entre los factores que controlan la formación del suelo. Estas diferencias conducen a una variedad des-

concertante de tipos de suelos. Para abordar esta variedad, es esencial elaborar algún método de clasificación del gran conjunto de datos que hay que estudiar. Estableciendo grupos formados por elementos con algunas características importantes en común, se introducen el orden y la simplicidad. Poner orden a grandes cantidades de información no sólo ayuda a la comprensión sino que además facilita el análisis y la explicación.

En Estados Unidos, los científicos del suelo han elaborado un sistema para clasificar los suelos conocido como la **Taxonomía del suelo.** Hace énfasis en las propiedades físicas y químicas del perfil del suelo y se organiza según las características observables del suelo. Existen seis categorías jerárquicas de clasificación, desde *orden*, la categoría más amplia, hasta *serie*, la categoría más específica. El sistema reconoce 12 órdenes de suelo y más de 19.000 series de suelo.

Los nombres de las unidades de clasificación son combinaciones de sílabas, la mayoría de las cuales derivan del latín y el griego. Los nombres son descriptivos. Por ejemplo, los suelos del orden Aridosol (del latín *aridus*, seco, y *solum*, suelo) son los suelos característicamente secos de las regiones áridas. Los suelos del orden Inceptisol (del latín *inceptum*, comienzo, y *solum*, suelo) son suelos con sólo el comienzo o principio del desarrollo del perfil.

En la Tabla 6.2 se describen brevemente los 12 órdenes básicos de suelo. En la Figura 6.14 se muestra el complejo patrón de distribución mundial de los 12 órdenes de la Taxonomía del suelo (*véase* Recuadro 6.3). Como muchos sistemas de clasificación, la Taxonomía del suelo no es apropiada para cualquier propósito. En especial, es útil para los objetivos agrícolas y relacionados con la explotación de la tierra, pero no es un sistema útil para los

Tabla 6.2 Órdenes mundiales del suelo

Alfisoles	Suelos moderadamente meteorizados que se forman debajo de los bosques boreales o los bosques de almendros tropicales caducifolios, ricos en hierro y aluminio. Las partículas de arcilla se acumulan en una capa subsuperficial en respuesta a la lixiviación de los ambientes húmedos. Suelos fértiles, productivos, porque no son ni demasiado húmedos ni demasiado secos.
Andisoles	Suelos jóvenes en los que la roca madre es la ceniza volcánica, depositada por la actividad volcánica reciente.
Aridosoles	Suelos que se desarrollan en lugares secos; con el agua insuficiente para extraer minerales solubles, pueden tener una acumulación de carbonato cálcico, yeso o sales en el subsuelo; bajo contenido orgánico.
Entisoles	Suelos jóvenes con un desarrollo limitado que exhiben propiedades de la roca madre. La productividad oscila entre niveles muy altos para algunos suelos formados en depósitos fluviales recientes a niveles muy bajos para los que se forman en la arena voladora o en laderas rocosas.
Gelisoles	Suelos jóvenes con poco desarrollo del perfil que se encuentran en regiones con pergelisol. Las bajas temperaturas y las condiciones de congelación durante gran parte del año retrasan los procesos de formación del suelo.
Histosoles	Suelos orgánicos con pocas implicaciones climáticas o ninguna. Se pueden encontrar en cualquier clima en el que los derrubios orgánicos se puedan acumular y formar un suelo de turbera. Material orgánico oscuro y parcialmente descompuesto que suele llamarse turba.
Inceptisoles	Suelos jóvenes poco desarrollados en los que el comienzo o principio del desarrollo del perfil es evidente. Más habituales en los climas húmedos, existen desde el Ártico hasta los trópicos. La vegetación nativa suele ser bosque.
Mollisoles	Suelos oscuros y suaves que se han desarrollado bajo una vegetación herbosa y en general se encuentran en áreas de pradera. Horizonte superficial rico en humus que es rico en calcio y magnesio. La fertilidad del suelo es excelente. También se encuentran en bosques de madera dura con una actividad significativa de las lombrices. El intervalo climático oscila entre boreal o alpino y tropical. Las estaciones secas son normales (*véase* Figura 6.12A).
Oxisoles	Suelos que se hallan en terrenos antiguos a menos que las rocas madres estuvieran muy meteorizadas antes de ser depositadas. En general se encuentran en las regiones tropicales y subtropicales. Ricos en óxido de hierro y de aluminio, los oxisoles están muy lixiviados; por consiguiente, son suelos pobres para la actividad agrícola (*véase* Figura 6.12B).
Espodosoles	Suelos que sólo se encuentran en las regiones húmedas sobre material arenoso. Son comunes en los bosques de coníferas septentrionales y en los bosques húmedos fríos. Bajo el horizonte oscuro superior de material orgánico meteorizado se extiende un horizonte de color claro de material lixiviado, lo cual constituye la propiedad distintiva de este suelo.
Ultisoles	Suelos que representan los productos de largos períodos de meteorización. El agua que percola a través del suelo se concentra en partículas de arcilla en los horizontes inferiores (horizontes argílicos). Limitados a los climas húmedos de las regiones templadas y los trópicos, donde la época de cultivo es larga. El agua abundante y un período largo sin congelación contribuyen a la lixiviación extensiva y, por tanto, a una peor calidad del suelo.
Vertisoles	Suelos que contienen grandes cantidades de arcilla, que se encogen al secarse y se hinchan con la adición de agua. Se encuentran en los climas de subhúmedos a áridos, siempre que se disponga de suministros adecuados de agua para saturar el suelo después de períodos de sequía. La expansión y la contracción del suelo ejercen presión sobre las estructuras humanas.



Recuadro 6.3 ▶ El hombre y el medio ambiente

Despejar el bosque tropical: impacto en sus suelos

Los suelos rojos gruesos son habituales en los trópicos y los subtrópicos húmedos. Son el producto final de una meteorización química extrema. Puesto que las exuberantes selvas tropicales se asocian con estos suelos, podemos suponer que son fértiles y tienen un gran potencial para la agricultura. Sin embargo, es justo lo contrario: se cuentan entre los suelos más pobres para el cultivo. ¿Cómo es posible?

Dado que los suelos de la selva tropical se desarrollan en unas condiciones de temperaturas elevadas y fuertes lluvias, están muy lixiviados. No sólo la lixiviación extrae los materiales solubles como el carbonato cálcico, sino que además las grandes cantidades de agua que filtran también extraen gran parte de la sílice, con el resultado que se concentran en el suelo los óxidos insolubles de hierro y aluminio. Los óxidos de hierro aportan al suelo su color rojo característico. Como la actividad bacteriana es muy alta en los trópicos, los suelos del bosque tropical prácticamente no contienen humus. Además, la lixiviación destruye la fertilidad porque la mayoría de los nutrientes de las plantas son arrastrados por el gran volumen de agua que filtra hacia abajo. Por consiguiente, aunque la vegetación es densa y exuberante, el suelo por sí mismo contiene pocos nutrientes disponibles.

La mayor parte de los nutrientes que sustentan el bosque tropical están encerrados en los propios árboles. Conforme la vegetación muere y se descompone, las raíces de los árboles del bosque absorben los nutrientes con rapidez antes de que sean lixiviados del suelo. Los nutrientes se reciclan continuamente a medida que los árboles mueren y se descomponen.

Por tanto, cuando se desbrozan bosques para obtener tierra para el cultivo o para conseguir madera, también se elimina la mayor parte de los nutrientes. Lo que queda es un suelo que contiene poco para alimentar los cultivos plantados.

El desbroce de las selvas no sólo elimina los nutrientes de las plantas sino que además acelera la erosión. Cuando hay vegetación, sus raíces se agarran al suelo, y sus hojas y sus ramas proporcionan una cubierta que protege el suelo desviando la fuerza total de las fuertes lluvias tan frecuentes.

La eliminación de la vegetación también expone el suelo a la fuerte radiación solar directa. Cuando el sol los calienta, estos suelos tropicales pueden endurecerse hasta tener una consistencia parecida a la de un ladrillo y se convierten en suelos prácticamente impenetrables para el agua y las raíces de los cultivos. En sólo unos pocos años, los suelos de una zona recién desbrozada pueden no ser cultivables.

El término *laterita*, que suele aplicarse a estos suelos, deriva de la palabra latina *latere*, que significa «ladrillo», y se aplicó primero al uso de este material para la fabricación de ladrillos en la India y en Camboya. Los trabajadores simplemente excavaban el suelo, le daban forma y lo dejaban endurecer al sol. Todavía quedan en pie estructuras antiguas, pero todavía bien conservadas, realizadas en laterita, en los trópicos húmedos. Estas estructuras han soportado siglos de meteorización porque la meteorización química ya extrajo del suelo todos los materiales solubles originales. Las lateritas son, por tanto, prácticamente insolubles y muy estables.

En resumen, hemos visto que algunos suelos de los bosques tropicales son productos muy lixiviados de meteorización química extrema en los trópicos cálidos y húmedos. Aunque pueden asociarse con exuberantes bosques tropicales, estos suelos son improductivos cuando se elimina la vegetación. Además, cuando se desbrozan las plantas, estos suelos están sujetos a una erosión acelerada y el Sol puede calentarlos hasta que adquieren una dureza parecida a la de un ladrillo.

ingenieros que preparan evaluaciones de posibles lugares de construcción.

Erosión del suelo

Los suelos no son sino una fina fracción de todos los materiales de la Tierra; sin embargo son un recurso vital. Dado que los suelos son necesarios para el crecimiento de las plantas con raíces, son el verdadero fundamento del sistema de apoyo de la vida humana. Al igual que el ingenio humano puede aumentar la productividad agrícola de los suelos por medio de la fertilización y la irrigación, también se pueden dañar los suelos como consecuencia de actividades negligentes. Pese a su papel básico en cuanto al abastecimiento de alimento, fibra y otros materiales básicos, los suelos se cuentan entre los recursos más maltratados.

Quizás estos descuidos e indiferencia se deban a que una cantidad sustancial de suelo parece mantenerse incluso allí donde la erosión es intensa. No obstante, aunque la pérdida de la capa vegetal superior fértil quizá no sea obvia a los ojos no preparados, es un problema cada vez mayor, conforme las actividades humanas se extienden y alteran cada vez más la superficie de la Tierra.

Cómo se erosiona el suelo

La erosión del suelo es un proceso natural; forma parte del reciclaje constante de los materiales de la Tierra que denominamos el *ciclo de las rocas*. Una vez formado el suelo, las fuerzas erosivas, en especial el agua y el viento, mueven los componentes del suelo de un lugar a otro. Cada vez que llueve, las gotas de lluvia golpean la tierra con fuerza sorprendente. Cada gota actúa como una pequeña

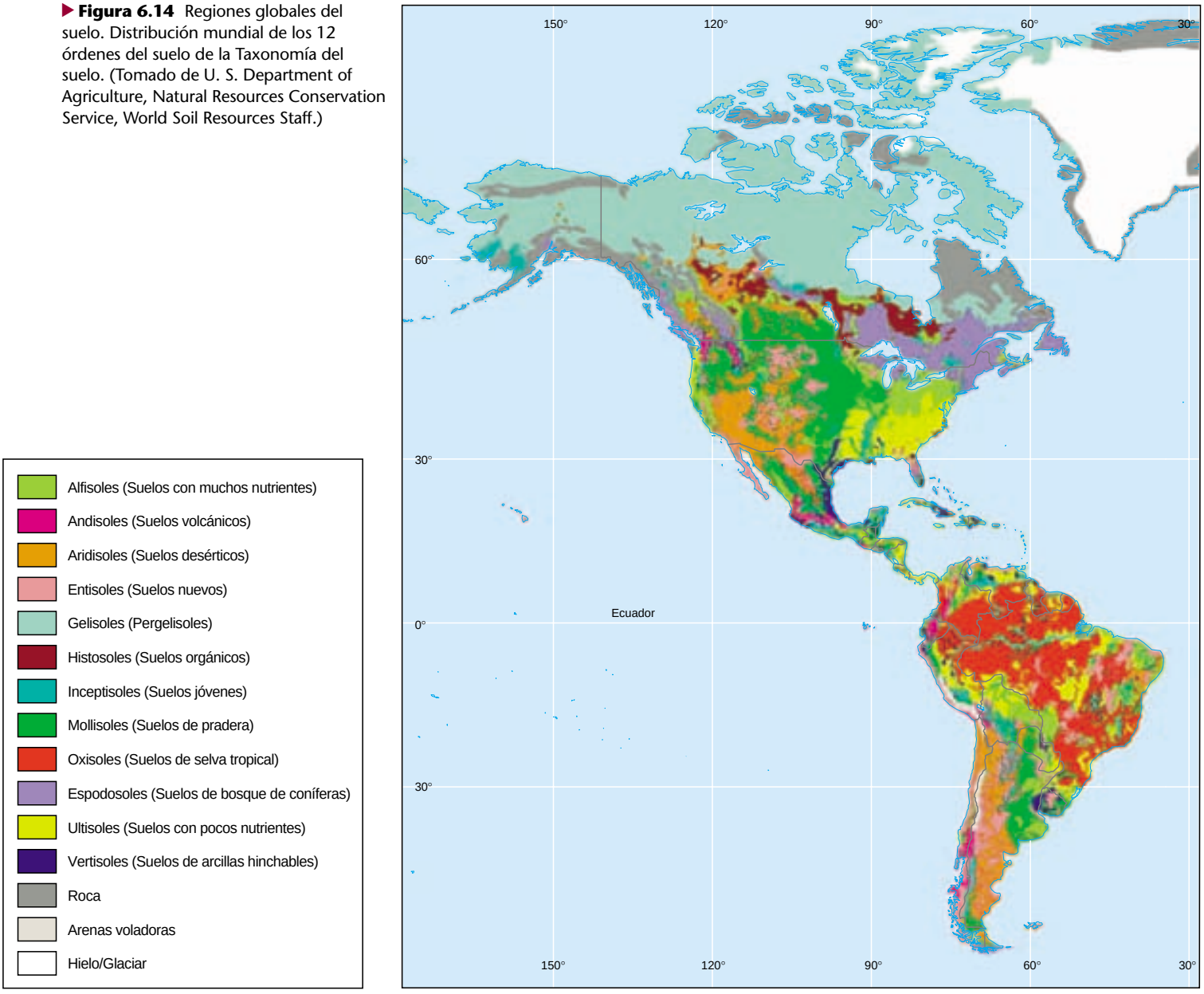
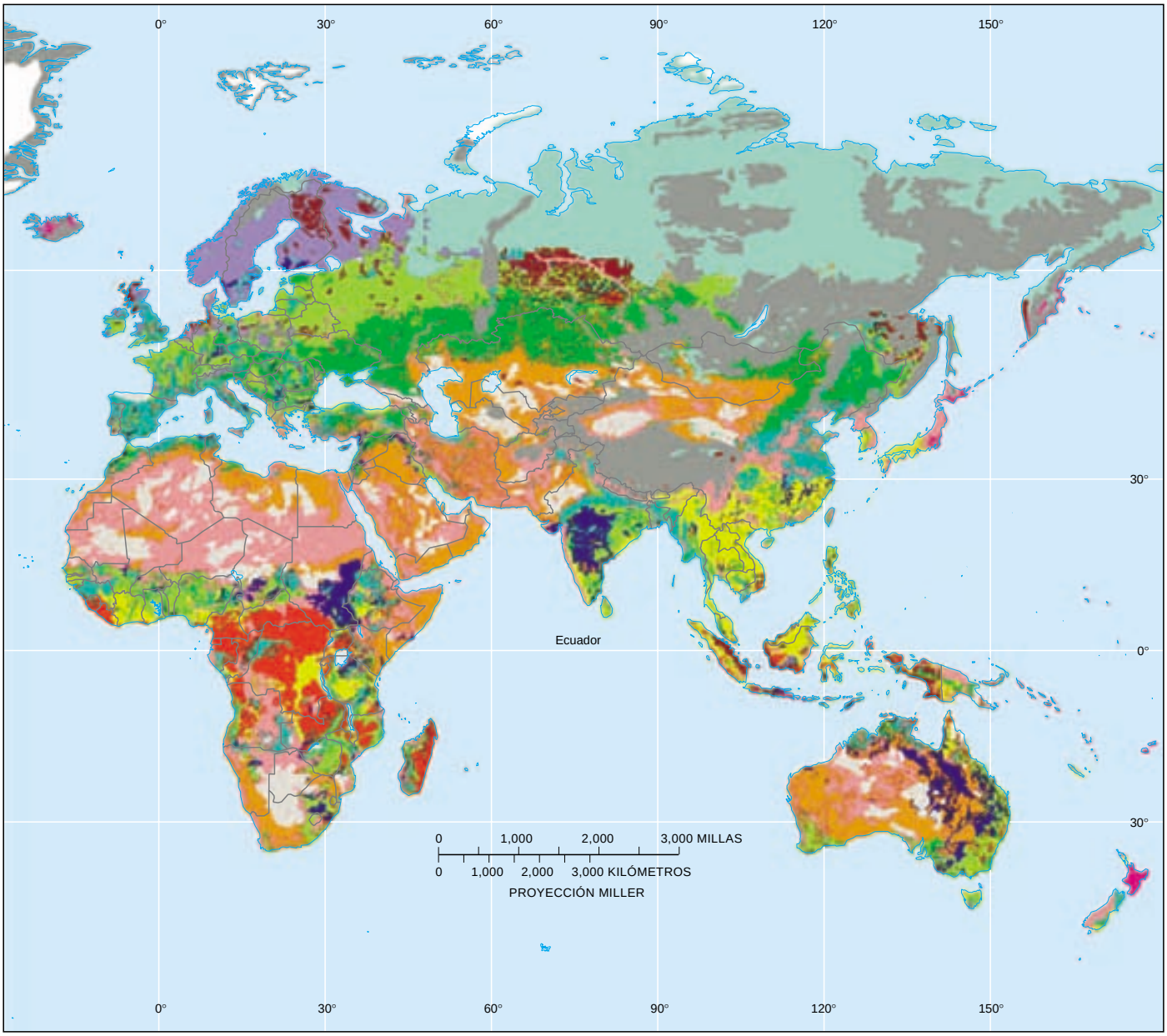


Figura 6.14 Regiones globales del suelo. Distribución mundial de los 12 órdenes del suelo de la Taxonomía del suelo. (Tomado de U. S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, World Soil Resources Staff.)

bomba, haciendo estallar partículas del suelo móviles fuera de sus posiciones de la masa de suelo. A continuación, el agua que fluye a través de la superficie arrastra las partículas de suelo desalojadas. Dado que el suelo es movido por finas láminas de agua, este proceso se denomina *erosión laminar*.

Después de fluir en forma de una fina lámina no confinada durante una distancia relativamente corta, normalmente se desarrollan hilos de agua y empiezan a formarse finos canales denominados *acanaladuras*. Conforme las acanaladuras aumentan de tamaño se crean incisiones más profundas en el suelo, conocidas como *abarrancamientos*. Cuando el cultivo agrícola normal no puede eliminar los canales, sabemos que las acanaladuras crecen lo bastante como para convertirse en abarrancamientos. Aunque la mayoría de las partículas de suelo desalojadas se mueve sólo sobre una corta distancia cada vez que llueve, cantidades sustanciales acaban abandonando los campos y abriéndose camino pendiente abajo hacia un río. Una vez en el canal del río, esas partículas de suelo, que ahora pueden denominarse *sedimento*, son transportadas corriente abajo y finalmente se depositan.



Velocidad de erosión

Sabemos que la erosión es el destino último de prácticamente todos los suelos. En el pasado, la erosión ocurría a velocidades mucho más lentas que las actuales porque mucha de la superficie terrestre estaba cubierta y protegida por árboles, arbustos, hierbas y otras plantas. Sin embargo, las actividades humanas, como la agricultura, la explotación forestal y la construcción, que eliminan o alteran la vegetación natural, han acelerado en gran medida la velocidad de erosión del suelo. Sin el efecto estabilizador de las plantas, el suelo se ve más fácilmente barrido por el viento o transportado pendiente abajo por el lavado superficial.

La velocidad normal de erosión del suelo varía en gran medida de un lugar a otro y depende de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente y el tipo de vegetación. A lo largo de un área amplia, la erosión causada por las aguas de escorrentía puede calcularse determinando las cargas de sedimento de las corrientes que drenan la región. Cuando se llevaron a cabo estudios de este tipo a escala mundial, indicaron que, antes de la aparición de los seres humanos, el transporte de sedi-

mento realizado por los ríos al océano ascendía a más de 9.000 millones de toneladas métricas por año. Por el contrario, la cantidad de material transportado en la actualidad es de unos 24.000 millones de toneladas métricas por año, es decir, más de dos veces y media la velocidad anterior.

Es más difícil medir la pérdida de suelo debida a la erosión del viento. Sin embargo, la eliminación del suelo por el viento generalmente es menos significativa que la erosión causada por el agua que fluye, excepto durante los períodos de sequía prolongada. Cuando prevalecen condiciones secas, los vientos fuertes pueden extraer grandes cantidades de suelo de los campos no protegidos. Esto es lo que ocurrió en los años 30 en las porciones de las grandes llanuras que dieron en llamarse Dust Bowl (*véase* Recuadro 6.4).

En muchas regiones la velocidad de erosión del suelo es significativamente mayor que la de su formación. Esto significa que en esos lugares un recurso renovable se ha convertido en uno no renovable. En la actualidad, se calcula que la capa vegetal del suelo se está erosionando más rápidamente de lo que se forma en más de una tercera parte de las zonas de cultivo del mundo. El resultado es una menor productividad, una peor calidad de las cosechas, un menor ingreso agrícola y un futuro siniestro.



Recuadro 6.4 ▶ Las personas y el ambiente

Dust Bowl: la erosión del suelo en las Grandes Llanuras

Durante un intervalo de años de sequía en la década de 1930, grandes tormentas de polvo invadieron las Grandes Llanuras. A causa del tamaño y la gravedad de estas tormentas, la región pasó a llamarse el Dust Bowl, y el período, los Sucios Años Treinta. El corazón del Dust Bowl eran casi 100 millones de acres en el límite de Texas y Oklahoma y las partes adyacentes de Colorado, Nuevo México y Kansas (Figura 6.A). En menor medida, las tormentas de polvo también fueron un problema para las Grandes Llanuras, desde Dakota del Norte hasta la parte centrooccidental de Texas.

Algunas veces las tormentas de polvo eran tan fuertes que se les dio el nombre de «ventiscas negras» y «rodillos negros» porque la visibilidad se reducía a tan sólo unos metros. Muchas tormentas duraron horas y despojaron la tierra de grandes volúmenes de la capa arable.

En la primavera de 1934, una tormenta eólica que duró un día y medio creó una nube de polvo de 2.000 kilómetros de longitud. Conforme el sedimento se movía en dirección este, en Nueva York se produjeron «lluvias de barro» y en Vermont, «nevadas negras». Otra tormenta transportó polvo a más de tres kilómetros en la atmósfera y a 3.000 kilómetros de su origen en Colorado y dio lugar al «crepúsculo de mediodía» en Nueva Inglaterra y en Nueva York.

¿Qué provocó el Dust Bowl? Claramente el hecho de que algunas porciones de las Grandes Llanuras experimentaran algunos de los vientos más fuertes de Norteamérica es importante. Sin embargo, fue la expansión de la agricultura lo que preparó el escenario para el período desastroso de erosión del suelo. La mecanización permitió la rápida transformación de las praderas cubiertas de hierba de esta región semiárida en tierras de cultivo. Entre 1870 y 1930, el cultivo se expandió casi diez veces, desde unos 10 millones de acres a más de 100 millones de acres.

Mientras la precipitación fue adecuada, el suelo se mantuvo en su lugar. Sin embargo, cuando sobrevino una sequía prolongada en la década de 1930, los campos desprotegidos fueron vulnerables al viento. El resultado fue una gran pérdida de suelo, el malogro de las cosechas y un período de privaciones económicas.

Al principio de 1939, un regreso a las condiciones más lluviosas condujo a la recuperación. Se establecieron nuevas prácticas agrícolas que redujeron la pérdida del suelo por el viento. A pesar de que las tormentas de polvo son menos numerosas y no son tan fuertes como las que tuvieron lugar en los Sucios Años Treinta, la erosión del suelo por los vientos fuertes todavía sucede con periodicidad siempre que se da la combinación de sequía y suelos desprotegidos.



▲ **Figura 6.A** Una alquería abandonada muestra los efectos desastrosos de la erosión eólica y la sedimentación durante el período del Dust Bowl. Esta foto de una granja que había sido próspera se tomó en Oklahoma en 1937. (Foto cortesía de Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Se está reduciendo la cantidad de suelo de cultivo de Estados Unidos y de todo el mundo?

En realidad sí. Se ha calculado que entre 3 y 5 millones de acres de las principales tierras de cultivo de Estados Unidos se pierden cada año a través de la mala utilización (incluida la erosión del suelo) y la conversión a usos no agrícolas. Según las Naciones Unidas, desde 1950 más de un tercio de la tierra cultivable del mundo se ha perdido a causa de la erosión del suelo.

Sedimentación y contaminación química

Otro problema relacionado con la erosión excesiva del suelo es el relativo al depósito de sedimentos. Cada año se sedimentan cientos de millones de toneladas de suelo erosionado en lagos, pantanos y ríos. El efecto perjudicial de este proceso puede ser significativo. Por ejemplo, a medida que se deposita cada vez más sedimento en un pantano, su capacidad disminuye, limitando su utilidad para el control de las inundaciones, el abastecimiento de agua y la generación de energía hidroeléctrica. Además, la sedimentación en ríos y otras vías fluviales puede restringir la navegación e inducir costosas operaciones de dragado.

En algunos casos, las partículas del suelo están contaminadas con los pesticidas utilizados en la agricultura. Cuando estos productos químicos llegan a un lago o un pantano, la calidad del suministro de agua se ve amenazada y los organismos acuáticos pueden verse en peligro. Además de los pesticidas, los nutrientes normalmente encontrados en los suelos, junto con los añadidos por los fertilizantes agrícolas, se abren camino hacia los ríos y los lagos, donde estimulan el crecimiento de plantas. Durante un cierto tiempo, el exceso de nutrientes acelera el proceso por medio del cual el crecimiento vegetal induce el agotamiento de oxígeno y una muerte precoz del lago.

La disponibilidad de buenos suelos es crucial si se pretende alimentar a la población mundial en rápido crecimiento. En todos los continentes se está produciendo una pérdida innecesaria de suelo, porque no se están utilizando medidas de conservación adecuadas. Aunque es un hecho reconocido que la erosión del suelo nunca puede ser eliminada del todo, los programas de conservación del suelo pueden reducir de manera sustancial la pérdida de este recurso básico. Las estructuras para cortar el viento (hileras de árboles), la construcción de bancales y el trabajar las tierras a lo largo de los contornos de las colinas son algunas de las medidas eficaces, igual que las prácticas de cultivo especial y de rotación de las cosechas.

Resumen

- Entre los procesos externos se cuentan: (1) *la meteorización*, es decir, la desintegración y descomposición de las rocas de la superficie terrestre, o cerca de ella; (2) *procesos gravitacionales*, transferencia de materia rocosa pendiente abajo bajo la influencia de la gravedad, y (3) *erosión*, eliminación del material por un agente dinámico, normalmente agua, viento o hielo. Se denominan *procesos externos* porque tienen lugar en la superficie terrestre o cerca de ella y se alimentan de la energía solar. Por el contrario, los *procesos internos*, como el vulcanismo y la formación de montañas, derivan su energía del interior de la Tierra.
- La *meteorización mecánica* es la rotura física de una roca en fragmentos más pequeños. Las rocas pueden romperse en fragmentos más pequeños mediante *cuñas de hielo* (donde el agua se abre camino en las grietas o agujeros de las rocas y, después de su congelación, se expande y aumenta de tamaño las aberturas); *descompresión* (expansión y rotura debidas a una gran reducción de la presión cuando la roca suprayacente es erosionada); *expansión térmica* (debilitamiento de la roca como consecuencia de la expansión y contracción conforme se calienta y se enfría) y *actividad biológica* (por los humanos, por los animales excavadores, las raíces de las plantas, etc.).
- La *meteorización química* altera el quimismo de una roca, transformándola en sustancias diferentes. El agua es con mucho el agente de meteorización química más importante. Se produce *disolución* cuando los minerales solubles en agua, como la halita, se disuelven. El oxígeno disuelto en agua *oxidará* los minerales ricos en hierro. Cuando el dióxido de carbono (CO_2) se disuelve en agua forma *ácido carbónico*, que acelera la descomposición de los silicatos mediante *hidrólisis*. La meteorización química de los silicatos produce a menudo: (1) productos solubles que contienen iones sodio, calcio, potasio y magnesio, y sílice en solución; (2) óxidos de hierro insolubles, y (3) minerales de arcilla.

- La velocidad a la cual la roca se meteoriza depende de factores como: (1) el *tamaño de partícula*, los fragmentos pequeños generalmente se meteorizan más rápidamente que los grandes; (2) la *composición mineral*, la calcita se disuelve fácilmente en soluciones ligeramente ácidas, y los silicatos que se forman por primera vez a partir del magma son menos resistentes a la meteorización química, y (3) los *factores climáticos*, en particular la temperatura y la humedad. Con frecuencia, las rocas expuestas en la superficie terrestre no se meteorizan a la misma velocidad. Esta *meteorización diferencial* de las rocas se ve influida por factores como la composición mineral, el grado de fracturación y la exposición a los elementos atmosféricos.
- El *suelo* es una combinación de materia mineral y orgánica, agua y aire: la porción del *regolito* (la capa de roca y fragmentos minerales producidos por la meteorización) que sustenta el crecimiento de las plantas. Aproximadamente la mitad del volumen total de un suelo de buena calidad está compuesto por una mezcla de roca desintegrada y descompuesta (materia mineral) y *humus* (los restos descompuestos de animales y vegetales); la mitad restante consiste en espacios porosos, donde circulan el aire y el agua. Los factores más importantes que controlan la formación del suelo son la *roca madre*, el *tiempo*, el *clima*, las *plantas* y los *animales*, y la *pendiente*.
- Los procesos de formación del suelo operan desde la superficie hacia abajo y producen en el suelo zonas o capas que se denominan *horizontes*. Desde la superficie hacia abajo, los horizontes del suelo se denominan respectivamente *O* (fundamentalmente materia orgánica), *A* (fundamentalmente materia mineral), *E* (donde la *eluviación* y la *lixiviación* extraen los componentes finos y los constituyentes solubles del suelo), *B* (o *capa subsuperficial del suelo*, al que se hace referencia a menudo como la *zona de acumulación*), y *C* (la roca madre parcialmente alterada). Juntos, los horizontes *O* y *A* constituyen lo que se denomina la *capa superficial del suelo*.
- En Estados Unidos, los suelos se clasifican mediante un sistema conocido como la *Taxonomía del suelo*. Se basa en las propiedades físicas y químicas del perfil del suelo e incluye seis categorías jerárquicas. El sistema es especialmente útil para los objetivos agrícolas y relacionados con la explotación de la tierra.
- La erosión del suelo es un proceso natural; forma parte del reciclado constante de los materiales de la Tierra que denominamos ciclo de las rocas. Una vez en el canal de un río, las partículas de suelo son transportadas corriente abajo y finalmente acaban por depositarse. La *velocidad de erosión del suelo* varía de un lugar a otro y depende de las características del suelo, así como de factores como el clima, la pendiente y el tipo de vegetación.

Preguntas de repaso

1. Describa el papel de los procesos externos en el ciclo de las rocas.
2. Si se meteorizaran dos rocas idénticas, una mediante procesos mecánicos y la otra químicos, ¿en qué se diferenciarían los productos de la meteorización de las dos rocas?
3. ¿En qué tipo de ambientes son más eficaces las cuñas de hielo?
4. Describa la formación de un domo de exfoliación. Dé un ejemplo de una estructura de este tipo.
5. ¿Cómo se añade la meteorización mecánica a la eficacia de la meteorización química?
6. Un granito y un basalto están expuestos superficialmente a una región cálida y húmeda:
   a) ¿Qué tipo de meteorización predominará?
   b) ¿Cuál de estas rocas se meteorizará más deprisa? ¿Por qué?
7. El calor acelera una reacción química. ¿Por qué entonces la meteorización química transcurre despacio en un desierto cálido?
8. ¿Cómo se forma el ácido carbónico (H_2CO_3) en la naturaleza? ¿Qué se obtiene cuando este ácido reacciona con el feldespato potásico?
9. Enumere algunos posibles efectos ambientales de la lluvia ácida (*véase* Recuadro 6.1).
10. ¿Cuál es la diferencia entre el suelo y el regolito?
11. ¿Qué factores podrían hacer que se desarrollaran diferentes suelos a partir de la misma roca madre, o que se formaran suelos similares a partir de rocas madres diferentes?
12. ¿Cuál de los factores formadores del suelo es más importante? Explíquelo.
13. ¿Cómo puede afectar la topografía al desarrollo del suelo? ¿Qué se entiende por la expresión *orientación de la pendiente*?

14. Enumere las características asociadas con cada uno de los horizontes en un perfil de suelo bien desarrollado. ¿Qué horizontes constituyen el solum? ¿Bajo qué circunstancias carecen de horizontes los suelos?

15. Los suelos tropicales que se describen en el Recuadro 6.3 sostienen las exuberantes selvas tropicales aunque se les considera poco fértiles. Explíquelo.

16. Enumere tres efectos nocivos de la erosión del suelo que no sean la pérdida de la capa superficial del suelo vegetal de las zonas cultivables.

17. Describa brevemente las condiciones que indujeron la formación del Dust Bowl en los años 30 (*véase* Recuadro 6.3).

Términos fundamentales

canchal
cuña de hielo (gelifracción)
disolución
domo de exfoliación
eluviación
erosión
hidrólisis
horizonte
humus
lajeamiento
lixiviación
meteorización
meteorización diferencial
meteorización esferoidal
meteorización mecánica
meteorización química
oxidación
perfil del suelo
proceso externo
proceso gravitacional
proceso interno
regolito
roca madre
solum
suelo
Taxonomía del suelo

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 7

Rocas sedimentarias

¿Qué es una roca sedimentaria?

Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación

Tipos de rocas sedimentarias

Rocas sedimentarias detríticas
- Lutita
- Arenisca
- Conglomerado y brecha

Rocas sedimentarias químicas
- Caliza
- Dolomía
- Rocas silíceas (sílex)
- Evaporitas
- Carbón

Clasificación de las rocas sedimentarias

Ambientes sedimentarios
- Tipos de ambientes sedimentarios
- Facies sedimentarias

Estructuras sedimentarias

El Capítulo 6 nos proporcionó la información necesaria para entender el origen de las rocas sedimentarias. Recordemos que la meteorización de las rocas existentes inicia el proceso. A continuación, agentes erosivos como las aguas de escorrentía, el viento, las olas y el hielo extraen los productos de meteorización y los transportan a una nueva localización, donde son depositados. Normalmente las partículas se descomponen aún más durante la fase de transporte. Después de la sedimentación, este material, que se denomina ahora sedimento, se litifica. En la mayoría de los casos, el sedimento se litifica en roca sedimentaria mediante los procesos de compactación y cementación.

¿Qué es una roca sedimentaria?



Rocas sedimentarias
▼ Introducción

Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias. La palabra *sedimentaria* indica la naturaleza de esas rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). La mayor parte del sedimento, pero no todo, se deposita de esta manera. Los restos meteorizados son barridos constantemente desde el lecho de roca, transportados y por fin depositados en los lagos, los valles de los ríos, los mares y un sinfín de otros lugares. Los granos de una duna de arena del desierto, el lodo del fondo de un pantano, la grava del lecho de un río e incluso el polvo de las casas son ejemplos de este proceso interminable. Dado que la meteorización del lecho de roca, el transporte y el depósito de los productos de meteorización son continuos, se encuentran sedimentos en casi cualquier parte. Conforme se acumulan las pilas de sedimentos, los materiales próximos al fondo se compactan. Durante largos períodos, la materia mineral depositada en los espacios que quedan entre las partículas cementa estos sedimentos, formando una roca sólida.

Los geólogos calculan que las rocas sedimentarias representan sólo alrededor del 5 por ciento (en volumen) de los 16 km externos de la Tierra. Sin embargo, su importancia es bastante mayor de lo que podría indicar este porcentaje. Si tomáramos muestras de las rocas expuestas en la superficie, encontraríamos que la gran mayoría son sedimentarias. De hecho alrededor del 75 por ciento de todos los afloramientos de roca de los continentes está compuesto por rocas sedimentarias. Por consiguiente, podemos considerar las rocas sedimentarias como una capa algo discontinua y relativamente delgada de la porción más externa de la corteza. Este hecho se entiende con facilidad cuando consideramos que el sedimento se acumula en la superficie.

Dado que los sedimentos se depositan en la superficie terrestre, las capas de roca que finalmente se forman contienen evidencias de acontecimientos pasados que ocurrieron en la superficie. Por su propia naturaleza, las rocas sedimentarias contienen en su interior indicaciones de ambientes pasados en los cuales se depositaron sus partículas y, en algunos casos, pistas de los mecanismos que intervinieron en su transporte. Además, las rocas sedimentarias son las que contienen los fósiles, herramientas vitales para el estudio del pasado geológico. Por tanto, este grupo de rocas proporciona a los geólogos mucha de la información básica que necesitan para reconstruir los detalles de la historia de la Tierra.

Por último, debe mencionarse la gran importancia económica de muchas rocas sedimentarias. El carbón, que se quema para proporcionar una porción significativa de la energía eléctrica de Estados Unidos, es una roca sedimentaria. Nuestras otras fuentes principales de energía, el petróleo y el gas natural, están asociadas con las rocas sedimentarias. Son también fuentes importantes de hierro, aluminio, manganeso y fertilizantes, además de numerosos materiales esenciales para la industria de la construcción.

Transformación del sedimento en roca sedimentaria: diagénesis y litificación

El sedimento puede experimentar grandes cambios desde el momento en que fue depositado hasta que se convierte en una roca sedimentaria y posteriormente es sometido a las temperaturas y las presiones que lo transforman en una roca metamórfica. El término **diagénesis** (*dia* = cambio; *genesis* = origen) es un término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que tienen lugar después de la deposición de los sedimentos, así como durante y después de la litificación.

El enterramiento promueve la diagénesis, ya que conforme los sedimentos van siendo enterrados, son sometidos a temperaturas y presiones cada vez más elevadas. La diagénesis se produce en el interior de los primeros kilómetros de la corteza terrestre a temperaturas que en general son inferiores a los 150 °C a 200 °C. Más allá de este umbral algo arbitrario, se dice que tiene lugar el metamorfismo.

Un ejemplo de cambio diagenético es la *recristalización*, el desarrollo de minerales más estables a partir de algunos menos estables. El mineral aragonito, la forma menos estable del carbonato cálcico ($CaCO_3$), lo ilustra. Muchos organismos marinos segregan el aragonito para formar conchas y otras partes duras, como las estructuras esqueléticas producidas por los corales. En algunos am-

bientes se acumulan como sedimento grandes cantidades de estos materiales sólidos. A medida que tiene lugar el enterramiento, el aragonito recristaliza a la forma más estable del carbonato cálcico, la calcita, que es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza.

La diagénesis incluye la **litificación,** término que se refiere a los procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en rocas sedimentarias sólidas (*lithos* = piedra; *fic* = hacer). Los procesos básicos de litificación son la compactación y la cementación.

El cambio diagenético físico más habitual es la **compactación.** Conforme el sedimento se acumula a través del tiempo, el peso del material suprayacente comprime los sedimentos más profundos. Cuanto mayor es la profundidad a la que está enterrado el sedimento, más se compacta y más firme se vuelve. Al inducirse cada vez más la aproximación de los granos, hay una reducción considerable del espacio poroso (el espacio abierto entre las partículas). Por ejemplo, cuando las arcillas son enterradas debajo de varios miles de metros de material, el volumen de la arcilla puede reducirse hasta en un 40 por ciento. Conforme se reduce el espacio del poro, se expulsa gran parte del agua que estaba atrapada en los sedimentos. Dado que las arenas y otros sedimentos gruesos son sólo ligeramente compresibles, la compactación, como proceso de litificación, es más significativa en las rocas sedimentarias de grano fino.

La **cementación** es el proceso más importante mediante el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias. Es un cambio diagenético químico que implica la precipitación de los minerales entre los granos sedimentarios individuales. Los materiales cementantes son transportados en solución por el agua que percola a través de los espacios abiertos entre las partículas. A lo largo del tiempo, el cemento precipita sobre los granos de sedimento, llena los espacios vacíos y une los clastos. De la misma manera que el espacio del poro se reduce durante la compactación, la adición de cemento al depósito sedimentario reduce también su porosidad.

La calcita, la sílice y el óxido de hierro son los cementos más comunes. Hay una manera relativamente sencilla de identificar el material cementante. Cuando se trata de calcita, se producirá efervescencia con el ácido clorhídrico diluido. La sílice es el cemento más duro y produce, por tanto, las rocas sedimentarias más duras. Un color de naranja a rojo oscuro en una roca sedimentaria significa que hay óxido de hierro.

La mayoría de las rocas sedimentarias se litifica por medio de la compactación y la cementación. Sin embargo, algunas se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos, antes de empezar como acumulaciones de partículas independientes que más tarde se solidifican. Otras rocas sedimentarias cristalinas no empiezan de esta manera, sino que se transforman en masas de cristales intercrecidos algún tiempo después de que se haya depositado el sedimento.

Por ejemplo, con el tiempo y el enterramiento, los sedimentos sueltos que consisten en delicados restos esqueléticos calcáreos pueden recristalizar en una caliza cristalina relativamente densa. Dado que los cristales crecen hasta que rellenan todos los espacios disponibles, normalmente las rocas sedimentarias cristalinas carecen de porosidad. A menos que las rocas desarrollen más tarde diaclasas y fracturas, serán relativamente impermeables a fluidos como el agua y el petróleo.

Tipos de rocas sedimentarias



Rocas sedimentarias
▼ Tipos de rocas sedimentarias

El sedimento tiene dos orígenes principales. En primer lugar, el sedimento puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de clastos sólidos derivados de la meteorización mecánica y química. Los depósitos de este tipo se denominan *detríticos* y las rocas sedimentarias que forman, **rocas sedimentarias detríticas.** La segunda fuente principal de sedimento es el material soluble producido en gran medida mediante meteorización química. Cuando estas sustancias disueltas son precipitadas mediante procesos orgánicos o inorgánicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan **rocas sedimentarias químicas.**

Consideraremos a continuación cada uno de los tipos de roca sedimentaria y algunos ejemplos de ellas.

Rocas sedimentarias detríticas



Rocas sedimentarias
▼ Rocas sedimentarias detríticas

Si bien puede encontrarse una gran variedad de minerales y fragmentos de roca en las rocas detríticas, los constituyentes fundamentales de la mayoría de las rocas sedimentarias de esta categoría son los minerales de arcilla y el cuarzo. Recordemos (Capítulo 6) que los minerales de arcilla son el producto más abundante de la meteorización química de los silicatos, en especial de los feldespatos. Las arcillas son minerales de grano fino con estructuras cristalinas laminares, similares a las micas. El otro mineral común, el cuarzo, es abundante porque es extremadamente duradero y muy resistente a la meteorización química.

Por tanto, cuando las rocas ígneas, como el granito, son atacadas por los procesos de meteorización, se liberan los granos de cuarzo.

Otros minerales comunes de las rocas detríticas son los feldespatos y las micas. Dado que la meteorización química transforma rápidamente estos minerales en nuevas sustancias, su presencia en las rocas sedimentarias indica que la erosión y la deposición fueron lo bastante rápidas como para conservar algunos de los minerales principales de la roca original antes de que pudieran descomponerse.

El tamaño del clasto es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas. En la Tabla 7.1 se representan las categorías de tamaño para los clastos que constituyen las rocas detríticas. El tamaño del clasto no es sólo un método conveniente de división de las rocas detríticas; también proporciona información útil relativa a los ambientes deposicionales. Las corrientes de agua o de aire seleccionan los clastos por tamaños; cuanto más fuerte es la corriente, mayor será el tamaño del clasto transportado. La grava, por ejemplo, es desplazada por ríos de corriente rápida, así como por las avalanchas y los glaciares. Se necesita menos energía para transportar la arena; por tanto, esta última es común en accidentes geográficos como las dunas movidas por el viento o algunos depósitos fluviales y playas. Se necesita muy poca energía para transportar la arcilla, ya que se deposita muy lentamente. La acumulación de esas diminutas partículas suele estar asociada con el agua tranquila de un lago, una laguna, un pantano o ciertos ambientes marinos.

Rocas sedimentarias detríticas comunes, ordenadas por tamaño de clasto creciente son la lutita, la arenisca y el conglomerado o la brecha. Consideraremos ahora cada uno de estos tipos y cómo se forma.

Lutita

La *lutita* es una roca sedimentaria compuesta por partículas del tamaño de la arcilla y el limo (Figura 7.1). Estas rocas detríticas de grano fino constituyen más de la mitad de todas las rocas sedimentarias. Las partículas de estas rocas son tan pequeñas que no pueden identificarse con facilidad sin grandes aumentos y, por esta razón, resulta más difícil estudiar y analizar las lutitas que la mayoría de las otras rocas sedimentarias.

Mucho de lo que sabemos sobre esta roca se basa en el tamaño de sus clastos. Las diminutas partículas de la lutita indican que se produjo un depósito como consecuencia de la sedimentación gradual de corrientes no tur-

Tabla 7.1 Clasificación de las rocas detríticas según el tamaño del clasto

Intervalos de tamaño (milímetros)	Nombre del clasto	Nombre del Sedimento	Roca detrítica
>256	Bloque	Grava	Conglomerado o brecha
64-256			
4-64	Canto		
2-4			
1/16-2	Grano	Arena	Arenisca
1/256-1/16	Gránulo	Limo	Limolita
<1/256	Partícula	Arcilla	Lutita

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Según la Tabla 7.1, arcilla es un término utilizado para referirse al tamaño microscópico de un clasto. Creía que las arcillas eran un grupo de minerales silicatados laminares. ¿Qué afirmación es correcta?

Ambas lo son. En el contexto del tamaño del clasto detrítico, el término *arcilla* se refiere sólo a aquellos granos con un tamaño inferior a 1/256 milímetros, es decir, un tamaño microscópico. No significa que estos clastos tengan una composición particular. Sin embargo, el término *arcilla* también se utiliza para designar una composición específica: concretamente, un grupo de minerales silicatados relacionados con las micas. Aunque la mayor parte de estos minerales arcillosos tiene el tamaño de la arcilla, no todos los sedimentos del tamaño de la arcilla están formados por minerales arcillosos.



▲ **Figura 7.1** La lutita es una roca detrítica de grano fino que es la más abundante de todas las rocas sedimentarias. Las lutitas oscuras que contienen restos vegetales son relativamente comunes. (Foto cortesía de E. J. Tarbuck.)

bulentas relativamente tranquilas. Entre esos ambientes se cuentan los lagos, las llanuras de inundación de ríos, lagunas y zonas de las cuencas oceánicas profundas. Incluso en esos ambientes «tranquilos» suele haber suficiente turbulencia como para mantener suspendidas casi indefinidamente las partículas de tamaño arcilloso. Por consiguiente, mucha de la arcilla se deposita sólo después de que las partículas se reúnen para formar agregados mayores.

A veces, la composición química de la roca proporciona información adicional. Un ejemplo es la lutita negra, que es negra porque contiene abundante materia orgánica (carbono). Cuando se encuentra una roca de este tipo, indica con fuerza que la sedimentación se produjo en un ambiente pobre en oxígeno, como un pantano, donde los materiales orgánicos no se oxidan con facilidad y se descomponen.

Conforme se acumulan el limo y la arcilla, tienden a formar capas delgadas, a las que se suele hacer referencia como *láminas* (*lamin* = capa delgada). Inicialmente las partículas de las láminas se orientan al azar. Esta disposición desordenada deja un elevado porcentaje de espacio vacío (denominado *espacio de poros*), que se llena con agua. Sin embargo, esta situación cambia normalmente con el tiempo conforme nuevas capas de sedimento se apilan y compactan el sedimento situado debajo.

Durante esta fase las partículas de arcilla y limo adoptan una alineación más paralela y se amontonan. Esta reordenación de los granos reduce el tamaño de los espacios de los poros, expulsando gran parte del agua. Una vez que los granos han sido compactados mediante presión, los diminutos espacios que quedan entre las partículas no permiten la circulación fácil de las soluciones que contienen el material cementante. Por consiguiente, las lutitas suelen describirse como débiles, porque están poco cementadas y, por consiguiente, no bien litificadas.

La incapacidad del agua para penetrar en sus espacios porosos microscópicos explica por qué la lutita forma a menudo barreras al movimiento subsuperficial del agua y el petróleo. De hecho, las capas de roca que contienen agua subterránea suelen estar situadas por encima de los lechos de lutita que bloquean su descenso. En el caso de los depósitos de petróleo ocurre lo contrario. Suelen estar coronados por capas de lutita que evitan con eficacia el escape del petróleo y el gas a la superficie*.

Es común aplicar el término *lutita* a todas las rocas sedimentarias de grano fino, en especial en un contexto no técnico. Sin embargo, hay que tener en cuenta que hay un uso más restringido del término. En este último, la lutita físil (shale) debe mostrar capacidad para escindirse en capas finas a lo largo de planos espaciales próximos y bien desarrollados. Esta propiedad se denomina **fisilidad** (*fissilis* = lo que se puede agrietar o separar). Si la roca se rompe en fragmentos o bloques, se aplica el nombre de *lutita no físil (mudstone)*. Otra roca sedimentaria de grano fino que, como esta última, suele agruparse con la lutita pero carece de fisilidad es la *limolita*, compuesta fundamentalmente por clastos de tamaño limo, que contiene menos clastos de tamaño arcilla que las lutitas.

Aunque la lutita es, con mucho, más común que las otras rocas sedimentarias, normalmente no atrae tanto la atención como otros miembros menos abundantes de este grupo. La razón es que la lutita no forma afloramientos tan espectaculares como suelen hacer la arenisca y la caliza. En cambio, la lutita disgrega con facilidad y suele formar una cubierta de suelo que oculta debajo la roca no meteorizada. Esto se pone de manifiesto en el Gran Cañón, donde las suaves pendientes de lutitas meteorizadas pasan casi desapercibidas y están cubiertas por vegetación, en claro contraste con los empinados acantilados producidos por las rocas más resistentes.

Aunque las capas de lutita no pueden formar acantilados escarpados ni afloramientos destacables, algunos depósitos tienen valor económico. Algunas lutitas se extraen como materia prima para la cerámica, la fabricación de ladrillos, azulejos y porcelana china. Además, mezclados con la caliza, se utilizan para fabricar el cemento portland. En el futuro, un tipo de lutita, denominada lutita bituminosa, puede convertirse en un recurso energético valioso. Esta posibilidad se explorará en el Capítulo 21.

Arenisca

La *arenisca* es el nombre que se da a las rocas en las que predominan los clastos de tamaño arena. Después de la lutita, la arenisca es la roca sedimentaria más abundante; constituye aproximadamente el 20 por ciento de todo el grupo. Las areniscas se forman en diversos ambientes y a menudo contienen pistas significativas sobre su origen, entre ellas la selección, la forma del grano y la composición.

La **selección** es el grado de semejanza del tamaño del clasto en una roca sedimentaria. Por ejemplo, si todos los granos de una muestra de arenisca tienen aproximadamente el mismo tamaño, se considera que la arena está *bien seleccionada*. A la inversa, si la roca contiene clastos grandes y pequeños mezclados, se dice que la arena está *mal seleccionada*. Estudiando el grado de selección, podemos aprender mucho con respecto a la corriente que deposita el sedimento. Los depósitos de arena transportada por el viento suelen estar mejor seleccionados que los depósitos seleccionados por el oleaje. Los clastos lavados

* La relación entre capas impermeables con la existencia y movimiento de aguas subterráneas se examina en el Capítulo 17. Las capas de lutita como roca tapadera en las trampas petrolíferas se tratan en el Capítulo 21.

por las olas están normalmente mejor seleccionados que los materiales depositados por las corrientes de agua. Cuando los clastos son transportados sólo durante un tiempo relativamente breve y luego se depositan rápidamente, suelen producirse acumulaciones de sedimentos que muestran mala selección. Por ejemplo, cuando una corriente turbulenta alcanza las pendientes más suaves en la base de una montaña empinada, su velocidad se reduce rápidamente y depositan de manera poco seleccionada arenas y grava.

La forma de los granos arenosos puede también contribuir a descifrar la historia de una arenisca. Cuando las corrientes de agua, el viento o las olas mueven la arena y otros clastos sedimentarios, los granos pierden sus bordes y esquinas angulosos y se van redondeando más a medida que colisionan con otras partículas durante el transporte. Por tanto, es probable que los granos redondeados hayan sido transportados por el aire o por el agua. Además, el grado de redondez indica la distancia o el tiempo transcurrido en el transporte del sedimento por corrientes de aire o agua. Granos muy redondeados indican que se ha producido una gran abrasión y, por consiguiente, un prolongado transporte.

Los granos muy angulosos, por otro lado, significan dos cosas: que los materiales sufrieron transporte durante una distancia corta antes de su depósito, y que quizá los haya transportado algún otro medio. Por ejemplo, cuando los glaciares mueven los sedimentos, los clastos suelen volverse más irregulares por la acción de trituración y molienda del hielo.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Por qué muchas de las rocas sedimentarias fotografiadas en este capítulo tienen tanto colorido?

En el oeste y el suroeste de Estados Unidos, los acantilados empinados y las paredes de los cañones hechos de rocas sedimentarias a menudo exhiben una gama brillante de colores diferentes. En las paredes del Gran Cañón de Arizona, pueden observarse capas rojas, naranjas, moradas, grises, marrones y de color de ante. Las rocas sedimentarias del Cañón Bryce de Utah son de un color rosa claro. Las rocas sedimentarias de lugares más húmedos también presentan mucho colorido, pero normalmente están cubiertas por suelo y vegetación.

Los «pigmentos» más importantes son los óxidos de hierro, y se necesitan sólo cantidades muy pequeñas para dar color a una roca. La hematites tiñe las rocas de color rojo o rosa, mientras que la limonita produce sombras amarillas y marrones. Cuando las rocas sedimentarias contienen materia orgánica, a menudo ésta les da un color negro o gris.

Además de afectar al grado de redondez y al grado de selección que los clastos experimentan, la duración del transporte a través de corrientes de agua y aire turbulentas influye también en la composición mineral de un depósito sedimentario. Una meteorización sustancial y un transporte prolongado llevan a la destrucción gradual de los minerales más débiles y menos estables, entre ellos los feldespatos y los ferromagnesianos. Dado que el cuarzo es muy duradero, suele ser el mineral que sobrevive a las largas excursiones en un ambiente turbulento.

Los párrafos anteriores han demostrado que el origen y la historia de la arenisca pueden deducirse a menudo examinando la selección, la redondez y la composición mineral de los granos que la constituyen. Conocer esta información nos permite deducir que una arenisca bien seleccionada y rica en cuarzo compuesta por granos muy redondeados debe ser el resultado de una gran cantidad de transporte. Dicha roca, de hecho, puede representar varios ciclos de meteorización, transporte y sedimentación. También podemos concluir que una arenisca que contenga cantidades significativas de feldespato y de granos angulosos de minerales ferromagnesianos experimentó poca meteorización química y transporte, y probablemente fue depositada cerca del área de origen de los clastos.

Debido a su durabilidad, el cuarzo es el mineral predominante en la mayoría de las areniscas. Cuando éste es el caso, la roca puede denominarse simplemente *cuarzoarenita*. Cuando una arenisca contiene cantidades apreciables de feldespato, la roca se denomina *arcosa*. Además de feldespato, la arcosa normalmente contiene cuarzo y laminillas resplandecientes de mica. La composición mineral de la arcosa indica que los granos proceden de rocas de origen granítico. Los clastos suelen estar generalmente mal seleccionados y suelen ser angulosos, lo que sugiere una distancia de transporte corta, una mínima meteorización química en un clima relativamente seco, y una sedimentación y un enterramiento rápidos.

Una tercera variedad de arenisca se conoce como *grauvaca*. Además de cuarzo y feldespato, esta roca de colores oscuros contiene abundantes fragmentos rocosos y una matriz. Por *matriz* se entiende los clastos de tamaño arcilloso y limoso ubicados en los espacios comprendidos entre los granos de arena más grandes. Más del 15 por ciento del volumen de la grauvaca es matriz. La mala selección y los granos angulosos característicos de la grauvaca sugieren que los clastos fueron transportados sólo a una distancia relativamente corta desde su área de origen y luego se depositaron rápidamente. Antes de que el sedimento pudiera ser más seleccionado y reelaborado, fue enterrado por capas adicionales de material. La grauvaca suele estar asociada con depósitos submarinos compuestos por torrentes saturados con sedimentos de gran densidad denominados corrientes de turbidez.

Conglomerado y brecha

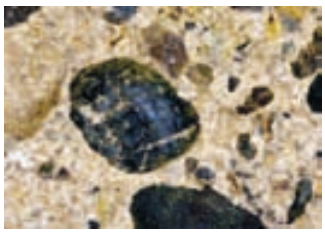
El *conglomerado* consiste fundamentalmente en grava (Figura 7.2). Como se indica en la Tabla 7.1, estos clastos pueden oscilar en tamaño desde grandes cantos rodados hasta clastos tan pequeños como un guisante. Los clastos suelen ser lo bastante grandes como para permitir su identificación en los tipos de roca distintivos; por tanto, pueden ser valiosos para identificar las áreas de origen de los sedimentos. Lo más frecuente es que los conglomerados estén mal seleccionados porque los huecos entre los grandes clastos de grava contienen arena o lodo.

La grava se acumula en diversos ambientes y normalmente indica la existencia de pendientes acusadas o corrientes muy turbulentas. En un conglomerado, los clastos gruesos quizá reflejan la acción de corrientes montañosas enérgicas o son consecuencia de una fuerte actividad de las olas a lo largo de una costa en rápida erosión. Algunos depósitos glaciares y de avalanchas también contienen gran cantidad de grava.

Si los grandes clastos son angulosos en vez de redondeados, la roca se denomina *brecha* (Figura 7.3). Debido a que los cantos experimentan abrasión y se redondean muy deprisa durante el transporte, los cantos rodados y los clastos de una brecha indican que no viajaron muy lejos desde su área de origen antes de ser depositados. Por tanto, como ocurre con muchas rocas sedimentarias, los conglomerados y las brechas contienen pistas de su propia historia. Los tamaños de sus clastos revelan la fuerza de las corrientes que las transportaron, mientras que el grado de redondez indica cuánto viajaron los clastos. Los fragmentos que hay dentro de una muestra permiten identificar las rocas de las que proceden.



Vista de cerca



▲ **Figura 7.2** El conglomerado está compuesto fundamentalmente de cantos redondeados del tamaño de la grava. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



Vista de cerca



▲ **Figura 7.3** Cuando los clastos del tamaño de la grava de una roca detrítica son angulosos, la roca se llama brecha. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Rocas sedimentarias químicas

Rocas sedimentarias
▼ Rocas sedimentarias químicas

Al contrario que las rocas detríticas, que se forman a partir de los productos sólidos de la meteorización, los sedimentos químicos derivan del material que es transportado *en solución* a los lagos y los mares. Sin embargo, este material no permanece disuelto indefinidamente en el agua. Una parte precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten en rocas como la caliza, el sílex y la sal de roca.

Esta precipitación del material se produce de dos maneras. Mediante procesos *inorgánicos* (*in* = no; *organicus* = vida) como la evaporación y la actividad química que pueden producir sedimentos químicos. Los procesos *orgánicos* (vida) de los organismos acuáticos también forman sedimentos químicos, cuyo origen se dice que es **bioquímico.**

Un ejemplo de un depósito producido mediante procesos químicos inorgánicos es el que da origen a las estalactitas y las estalagmitas que decoran muchas cavernas (Figura 7.4). Otra es la sal que queda después de la evaporación de un determinado volumen de agua marina. Por el contrario, muchos animales y plantas que viven en el agua extraen la materia mineral disuelta para formar caparazones y otras partes duras. Una vez muertos los organismos, sus esqueletos se acumulan por millones en el fondo de un lago o un océano como sedimento bioquímico (Figura 7.5).

Caliza

Representando alrededor del 10 por ciento del volumen total de todas las rocas sedimentarias, la *caliza* es la roca sedimentaria química más abundante. Está compuesta fundamentalmente del mineral calcita ($CaCO_3$) y se forma o bien por medios inorgánicos o bien como resultado de procesos bioquímicos (*véase* Recuadro 7.1). Con independencia de su origen, la composición mineral de toda la caliza es similar, aunque existen muchos tipos diferentes. Esto es cierto porque las calizas se producen bajo diversas condiciones. Las formas que tienen un origen bioquímico marino son con mucho las más comunes.



▲ **Figura 7.4** Dado que muchos depósitos de las cuevas se han creado por el goteo aparentemente infinito de agua durante largos períodos de tiempo, se suelen llamar *goterones.* El material que se deposita es carbonato cálcico ($CaCO_3$) y la roca es una forma de caliza llamada *travertino.* El carbonato cálcico precipita cuando una parte del dióxido de carbono disuelto se escapa de una gota de agua. (Foto de Clifford Stroud/Parque Nacional Wind Cave.)



▲ **Figura 7.5** Esta roca, denominada coquina, consiste en fragmentos de conchas; por consiguiente, tiene un origen bioquímico. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Arrecifes de coral Los corales son un ejemplo importante de organismos capaces de crear grandes cantidades de caliza marina. Estos invertebrados relativamente sencillos segregan un esqueleto externo calcáreo (rico en calcita). Aunque son pequeños, los corales son capaces de crear estructuras masivas denominadas *arrecifes*. Los arrecifes consisten en colonias de coral compuestas por un número abundante de individuos que viven codo a codo sobre una estructura de calcita segregada por ellos mismos. Además, con los corales viven algas secretoras de carbonato cálcico, que contribuyen a cementar la estructura entera en una masa sólida. También vive en los arrecifes, o cerca, una gran variedad de otros organismos.

Desde luego, el arrecife moderno mejor conocido es el arrecife gran-barrera de Australia de 2.000 km de largo, pero existen también otros muchos más pequeños. Se



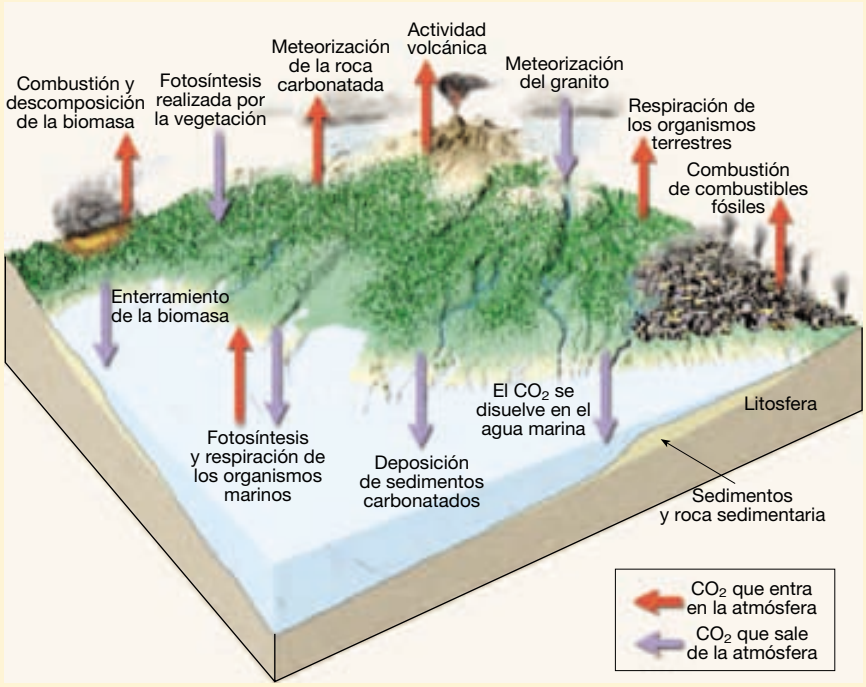
Recuadro 7.1 ▶ La Tierra como sistema

El ciclo del carbono y las rocas sedimentarias

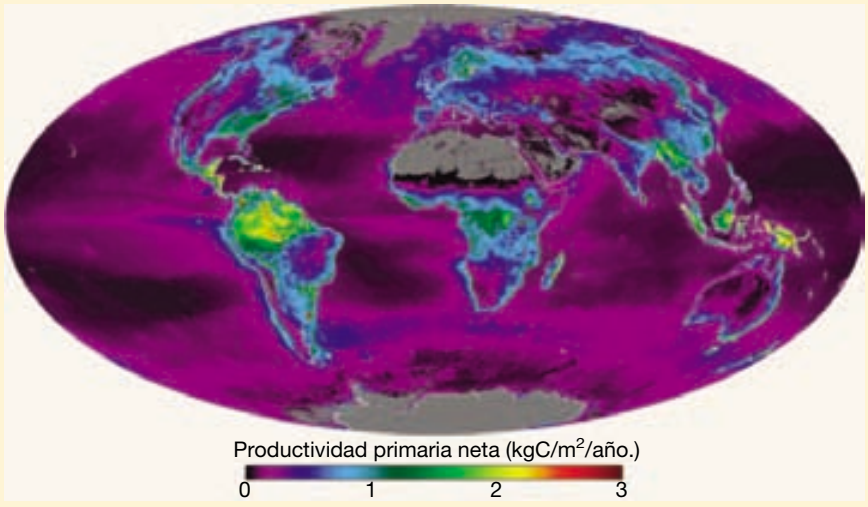
Para ilustrar el movimiento de materia y energía en el sistema Tierra, echemos un breve vistazo al *ciclo del carbono* (Figura 7.A). El carbono puro es relativamente poco común en la naturaleza. Se encuentra, sobre todo, en dos minerales: el diamante y el grafito. La mayor parte del carbono está enlazado químicamente a otros elementos para formar compuestos como el dióxido de carbono, el carbonato cálcico y los hidrocarburos que se encuentran en el carbón y el petróleo. El carbono también es el componente básico de la vida, ya que se combina fácilmente con el hidrógeno y el oxígeno para formar los compuestos orgánicos fundamentales que constituyen los seres vivos.

En la atmósfera, el carbono se halla principalmente en forma de dióxido de carbono (CO_2). El dióxido de carbono atmosférico es importante porque es un gas invernadero, lo cual significa que es un absorbente eficaz de la energía emitida por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera*. Dado que el dióxido de carbono interviene en muchos de los procesos que operan en la Tierra, este gas entra y sale constantemente de la atmósfera (Figura 7.B). Por ejemplo, mediante el proceso de la fotosíntesis, las plantas absorben el dióxido de carbono procedente de la atmósfera y producen los compuestos orgánicos esenciales necesarios para el crecimiento. Los animales que consumen estas plantas (o consumen otros animales herbívoros) utilizan estos compuestos orgánicos como fuente de energía y, a través del proceso de la respiración, devuelven el dióxido de carbono a la atmósfera. (Las plantas también devuelven una parte del CO_2 a la atmósfera por medio de la respiración.) Además, cuando las plantas mueren y se descomponen o se queman, esta biomasa se oxida y el dióxido de carbono vuelve a la atmósfera.

No todo el material vegetal muerto se descompone inmediatamente en dió-



▲ **Figura 7.A** Diagrama simplificado del ciclo del carbono, con énfasis en el flujo de carbono entre la atmósfera y la hidrosfera, la litosfera y la biosfera. Las flechas coloreadas muestran si el flujo de carbono entra o sale de la atmósfera.



▲ **Figura 7.B** Este mapa se creó utilizando medidas basadas en el espacio de una variedad de propiedades vegetales y muestra la productividad neta de la vegetación continental y oceánica en 2002. Se calcula determinando cuánto CO_2 es captado por la vegetación durante la fotosíntesis menos la cantidad liberada durante la respiración. Los científicos esperan que esta medida global de la actividad biológica proporcione nuevas perspectivas en el complejo ciclo del carbono en la Tierra. (Imagen de la NASA.)

* En el Recuadro 5.3 «La Tierra como sistema: una posible conexión entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico» y en la sección sobre «El dióxido de carbono y el calentamiento global» del Capítulo 21 encontrará más sobre esta idea.

xido de carbono. Un pequeño porcentaje es depositado como sedimento. Durante largos espacios de tiempo geológico, se entierra una cantidad considerable de biomasa con sedimentos. Bajo las condiciones apropiadas, algunos de estos depósitos ricos en carbono se convierten en combustibles fósiles, como carbón, petróleo o gas natural. Al final algunos de los combustibles se recuperan (mediante excavaciones o bombeos de un pozo) y se queman para hacer funcionar las fábricas y alimentar nuestro sistema de transporte con combustible. Un resultado de la combustión de combustibles fósiles es la liberación de grandes cantidades de CO_2 a la atmósfera. Desde luego una de las partes más activas del ciclo de carbono es el movimiento de CO_2 desde la atmósfera a la biosfera y de vuelta otra vez.

El carbono también se mueve de la litosfera y la hidrosfera a la atmósfera y viceversa. Por ejemplo, se cree que la actividad volcánica en las primeras etapas de la historia de la Tierra es la fuente de gran parte del dióxido de carbono que se halla en la atmósfera. Una manera en la que el dióxido de carbono regresa a la hidrosfera y luego a la Tierra sólida es combinándose primero con agua para formar ácido carbónico (H_2CO_3), que después ataca las rocas que componen la litosfera. Un producto de esta meteorización química de la roca sólida es el ion bicarbonato soluble ($2HCO_3^-$), que es transportado por las aguas subterráneas y los ríos hacia el océano. Aquí, los organismos acuáticos extraen este material disuelto para producir partes duras de carbonato cálcico ($CaCO_3$). Cuando los organismos mueren, estos restos esqueléticos se depositan en el fondo oceánico como sedimentos bioquímicos y se convierten en roca sedimentaria. De hecho, la litosfera es con mucho el mayor depósito terrestre de carbono, donde es el constituyente de una variedad de rocas, la más abundante de las cuales es la caliza. La caliza acaba quedando expuesta en la superficie de la Tierra, donde la meteorización química provocará que el carbono almacenado en la roca se libere en la atmósfera en forma de CO_2.

En resumen, el carbono se mueve entre las cuatro esferas principales de la Tierra. Es esencial para cualquier ser vivo de la biosfera. En la atmósfera el dióxido de carbono es un gas invernadero importante. En la hidrosfera, el dióxido de carbono se disuelve en los lagos, los ríos y el océano. En la litosfera los sedimentos carbonatados y las rocas sedimentarias contienen carbono y éste se almacena como materia orgánica descompuesta por las rocas sedimentarias y en forma de depósitos de carbón y petróleo.

desarrollan en aguas cálidas y someras de los Trópicos y las zonas subtropicales en dirección al Ecuador en una latitud de alrededor de 30°. En las Bahamas y los Cayos de Florida existen ejemplos notables.

Por supuesto, no sólo los corales modernos construyen arrecifes. Los corales han sido responsables de la producción de enormes cantidades de caliza en el pasado geológico también. En Estados Unidos, los arrecifes del Silúrico son notables en Wisconsin, Illinois e Indiana. En el oeste de Texas y en la zona suroriental adyacente de Nuevo México, un complejo arrecife masivo formado durante el Pérmico ha quedado extraordinariamente expuesto en el Parque Nacional de las Montañas de Guadalupe.

Coquina y creta Aunque la mayor parte de la caliza es producto de los procesos biológicos, este origen no siempre es evidente, porque los caparazones y los esqueletos pueden experimentar un cambio considerable antes de litificarse para formar una roca. Sin embargo, una caliza bioquímica de fácil identificación es la *coquina*, una roca de grano grueso compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón poco cementados (*véase* Figura 7.5). Otro ejemplo menos obvio, aunque familiar, es la *creta*, una roca blanda y porosa compuesta casi por completo de las partes duras de microorganismos marinos. Entre los depósitos de creta más famosos se cuentan los expuestos a lo largo de la costa suroccidental de Inglaterra.

Calizas inorgánicas Las calizas que tienen un origen inorgánico se forman cuando los cambios químicos o las temperaturas elevadas del agua aumentan la concentración del carbonato cálcico hasta el punto de que éste precipita. El *travertino*, el tipo de caliza normalmente observado en las cavernas, es un ejemplo (*véase* Figura 7.4). Cuando el travertino se deposita en cavernas, el agua subterránea es la fuente del carbonato cálcico. Conforme las gotitas de agua son expuestas al aire de la caverna, parte del dióxido de carbono disuelto en el agua se escapa, causando la precipitación del carbonato cálcico.

Otra variedad de caliza inorgánica es la *caliza oolítica*. Se trata de una roca compuesta por pequeños granos esféricos denominados *ooides*. Los ooides se forman en aguas marinas someras a medida que diminutas partículas «semilla» (normalmente pequeños fragmentos de caparazón) son movidos hacia adelante y hacia atrás por las corrientes. Conforme los granos ruedan en el agua caliente, que está supersaturada de carbonato cálcico, se recubren con una capa tras otra del precipitado.

Dolomía

Muy relacionada con la caliza está la *dolomía*, una roca compuesta del mineral dolomita, un carbonato cálcico-magnésico. Aunque la dolomía puede formarse por precipitación directa del agua del mar, probablemente la mayoría se origina cuando el magnesio del agua del mar reemplaza parte del calcio de la caliza. La última hipótesis se ve reforzada por el hecho de que prácticamente no se encuentra dolomía reciente. Antes bien, la mayoría es

roca antigua en la que hubo tiempo de sobra para que el magnesio sustituyera al calcio.

Rocas silíceas (sílex)

Se trata de una serie de rocas muy compactas y duras compuestas de sílice (SiO_2) microcristalina. Una forma bien conocida es el *pedernal*, cuyo color oscuro es consecuencia de la materia orgánica que contiene. El *jaspe*, una variedad roja, debe su color brillante al óxido de hierro que contiene. A la forma bandeada se la suele denominar *ágata*.

Los depósitos de rocas silíceas se encuentran fundamentalmente en una de las siguientes situaciones: como nódulos de forma irregular en la caliza y como capas de roca. La sílice, que compone muchos nódulos de cuarzo, puede haberse depositado directamente del agua. Estos nódulos tienen un origen inorgánico. Sin embargo, es improbable que un porcentaje muy grande de capas de rocas silíceas precipitaran directamente desde el agua del mar, porque el agua de mar rara vez está saturada de sílice. Por consiguiente, se piensa que los estratos de rocas silíceas se han originado en gran medida como sedimentos bioquímicos.

La mayoría de los organismos acuáticos que producen partes duras las fabrican de carbonato cálcico. Pero algunos, como las diatomeas y los radiolarios, producen esqueletos de sílice de aspecto vítreo. Estos diminutos organismos son capaces de extraer la sílice aun cuando el agua de mar contenga sólo cantidades ínfimas. Se cree que a partir de sus restos se originaron la mayoría de las capas de rocas silíceas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son las diatomeas un ingrediente de la tierra diatomítica, que se utiliza en los filtros de las piscinas?

Las diatomeas no sólo se utilizan en los filtros de las piscinas, sino que también se emplean en varios productos cotidianos, como la pasta de dientes (¡sí, nos cepillamos los dientes con los restos de organismos microscópicos muertos!). Las diatomeas segregan paredes de sílice en una gran variedad de formas que se acumulan como sedimentos en cantidades enormes. Dado que es ligera, químicamente estable, tiene un área de superficie elevada y es muy absorbente, la tierra diatomácea tiene muchos usos prácticos. Los principales usos de las diatomeas son: filtros (para refinar el azúcar, colar la levadura de la cerveza y filtrar el agua de las piscinas); abrasivos suaves (en los compuestos de limpieza y pulido del hogar y las esponjas faciales); y absorbentes (para vertidos químicos).

Algunos estratos de estos materiales aparecen asociados con coladas de lava y capas de ceniza volcánica. Debido a ello es probable que la sílice derivase de la descomposición de la ceniza volcánica y no de fuentes bioquímicas. Nótese que cuando se está examinando una muestra de mano de roca silícea, hay pocos criterios fiables por medio de los cuales poder determinar el modo de origen (inorgánico frente a bioquímico).

Como el vidrio, la mayoría de las rocas silíceas tienen una fractura concoide. Su dureza, fácil astillamiento, y la posibilidad de conservar un borde afilado hicieron que estos minerales fueran los favoritos de los indígenas americanos para la fabricación de «puntas» para arpones y flechas. Debido a su durabilidad y a su uso intensivo, se encuentran «puntas de flecha» en muchas partes de Norteamérica.

Evaporitas

Muy a menudo, la evaporación es el mecanismo que desencadena la sedimentación de precipitados químicos. Entre los minerales precipitados normalmente de esta manera se cuentan la halita (cloruro sódico, NaCl), el componente principal de la *salgema*, y el yeso (sulfato cálcico hidratado, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), el principal ingrediente de la *roca yeso*. Los dos tienen una importancia significativa. La halita nos resulta familiar a todos como la sal común utilizada para cocinar y sazonar los alimentos. Por supuesto, tiene muchos otros usos, desde la fusión del hielo en las carreteras hasta la fabricación de ácido clorhídrico, y ha sido considerada lo bastante importante a lo largo de la historia de la humanidad como para que la gente la haya buscado, comercializado y luchado por ella. El yeso es el ingrediente básico de la argamasa. Este material se utiliza mucho en la industria de la construcción para las paredes interiores y exteriores.

En el pasado geológico, muchas áreas que ahora son tierras secas eran cuencas, sumergidas bajo brazos someros de un mar que tenía sólo conexiones estrechas con el océano abierto. Bajo estas condiciones, el agua del mar entraba continuamente en la bahía para sustituir el agua perdida por evaporación. Finalmente el agua de la bahía se saturaba y se iniciaba la deposición de sal. Estos depósitos se denominan **evaporitas.**

Cuando se evapora un volumen de agua salada, los minerales que precipitan lo hacen en una secuencia que viene determinada por su solubilidad. Precipitan primero los minerales menos solubles y al final, conforme aumenta la salinidad, precipitan los más solubles. Por ejemplo, el yeso precipita cuando se ha evaporado alrededor de los dos tercios a las tres cuartas partes del agua del mar, y la halita se deposita cuando han desaparecido nueve de cada diez partes de agua. Durante las etapas tardías de este

proceso, precipitan las sales de potasio y de magnesio. Una de esas sales de formación tardía, el mineral *silvina*, se trabaja en las minas como una fuente significativa de potasio («potasa») para fertilizantes.

A menor escala, pueden verse depósitos de evaporitas en lugares como el Valle de la Muerte, en California. Aquí, después de períodos de lluvia o de fusión de la nieve en las montañas, las corrientes fluyen desde las montañas circundantes a una cuenca cerrada. Conforme se evapora el agua, se forman **llanuras salinas** cuando los materiales disueltos precipitan formando una costra blanca sobre el terreno.

Carbón

El *carbón* es muy diferente de las otras rocas. A diferencia de la caliza y de las rocas silíceas, que son ricas en sílice y en calcita, el carbón está compuesto de materia orgánica. Un examen de cerca del carbón con lupa revela a menudo estructuras vegetales, como hojas, cortezas y madera, que han experimentado alteración química, pero siguen siendo identificables. Esto apoya la conclusión de que el carbón es el producto final derivado del enterramiento de grandes cantidades de materia vegetal durante millones de años (Figura 7.6).

La etapa inicial del proceso de formación del carbón consiste en la acumulación de grandes cantidades de restos vegetales. Sin embargo, se precisan condiciones especiales para que se den esas acumulaciones, porque las plantas muertas se descomponen fácilmente cuando quedan expuestas a la atmósfera o a otros ambientes ricos en oxígeno. Un ambiente importante que permite la acumulación de materia vegetal es el pantanoso.

El agua estancada de los pantanos es pobre en oxígeno, de manera que no es posible la descomposición completa (oxidación) de la materia vegetal. En cambio, las plantas son atacadas por ciertas bacterias que descomponen en parte el material orgánico y liberan oxígeno e hidrógeno. Conforme esos elementos escapan, aumenta de manera gradual el porcentaje de carbono. Las bacterias no son capaces de acabar el trabajo de descomposición porque son destruidas por los ácidos liberados por las plantas.

La descomposición parcial de los restos vegetales en un pantano pobre en oxígeno crea una capa de *turba:* material marrón y blando en el cual todavía son fáciles de reconocer las estructuras vegetales. Con el enterramiento somero, la turba se transforma lentamente en *lignito*, un carbón blando y marrón. El enterramiento aumenta la temperatura de los sedimentos así como la presión sobre ellos.

Las temperaturas más elevadas producen reacciones químicas dentro de la materia vegetal produciendo agua y gases orgánicos (volátiles). A medida que aumenta la carga por el depósito de una cantidad cada vez mayor de sedimentos sobre el carbón en desarrollo, el agua y los volátiles escapan y aumenta la proporción de *carbono fijado* (el material combustible sólido restante). Cuanto mayor es el contenido de carbono, mayor es la energía que el carbón produce como combustible. Durante el enterramiento, el carbón se compacta también cada vez más. Por ejemplo, el enterramiento más profundo transforma el lignito en una roca negra más dura y compactada denominada hulla. En comparación con la turba a partir de la que se formó, el grosor de un estrato de hulla puede ser tan sólo de una décima parte.

Los carbones lignito y hulla son rocas sedimentarias. Sin embargo, cuando las capas sedimentarias son sometidas a plegamientos y deformaciones asociadas con la formación de montañas, el calor y la presión inducen una pérdida ulterior de volátiles y agua, incrementando con ello la concentración de carbono fijado. Este proceso transforma por metamorfismo la hulla en *antracita*, una roca *metamórfica* negra, brillante y muy dura. La antracita es un combustible limpio, pero se está explotando sólo una cantidad relativamente pequeña, porque no es un carbón abundante y es más difícil y caro de extraer que las capas relativamente planas de hulla.

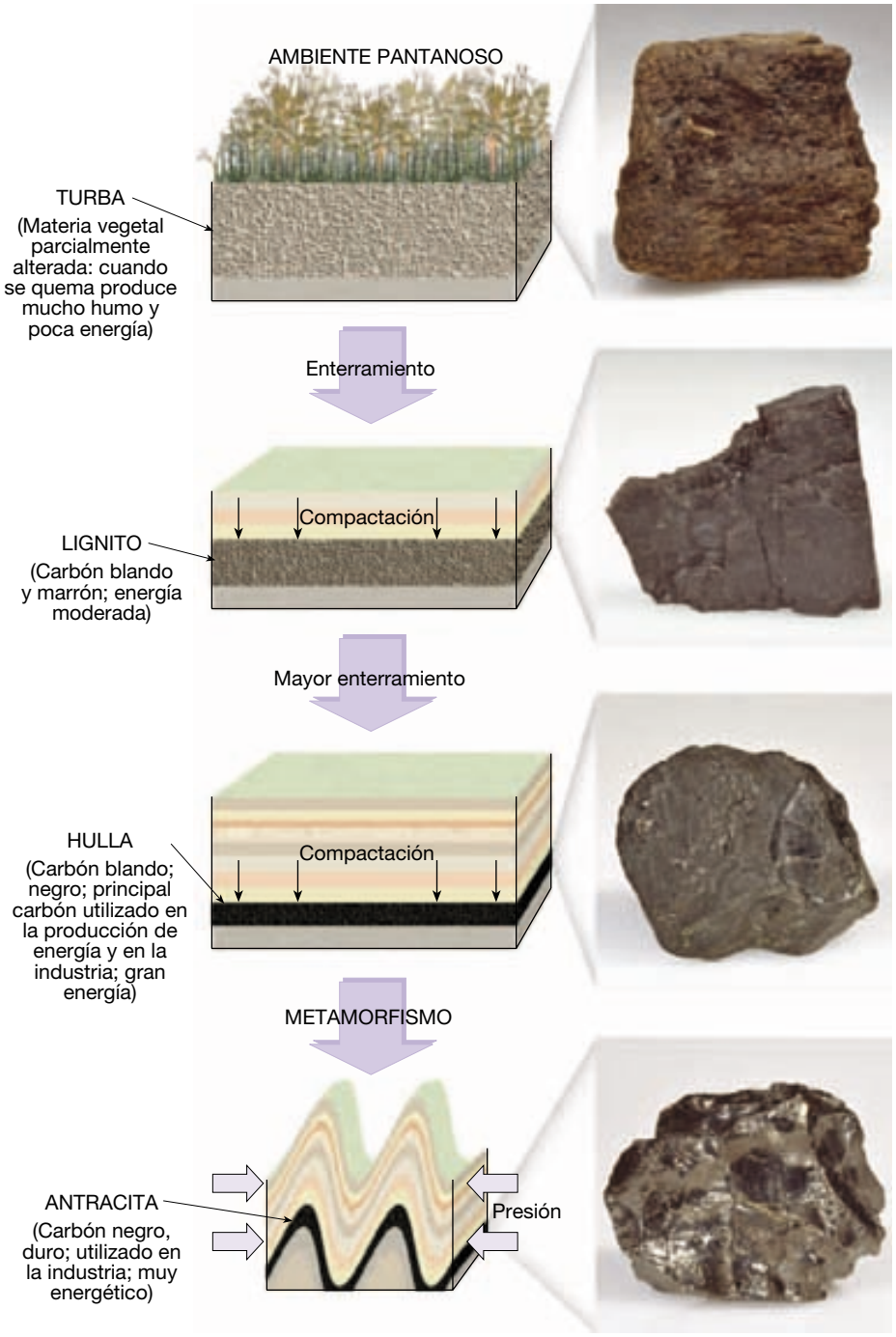
El carbón es un recurso energético importante. Su papel como combustible y algunos de los problemas asociados con su combustión se tratan en el Capítulo 21.

Clasificación de las rocas sedimentarias

El esquema de clasificación de la Figura 7.7 divide las rocas sedimentarias en dos grupos principales: detríticas y químicas. Además, podemos ver que el criterio principal para subdividir las rocas detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la base fundamental para distinguir entre rocas diferentes en el grupo químico es su composición mineral.

Como ocurre con muchas clasificaciones (quizá la mayoría) de los fenómenos naturales, las categorías presentadas en la Figura 7.7 son más rígidas de lo que ocurre realmente en la naturaleza. En realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también al menos pequeñas cantidades de sedimentos detríticos. Muchas calizas, por ejemplo, contienen cantidades variables de limo o arena, lo que les proporciona una calidad «arenosa» o «arcillosa». A la inversa, debido a que prácticamente todas las rocas detríticas están cementadas con material que estuvo originalmente disuelto en agua, éstas también están muy lejos de ser «puras».

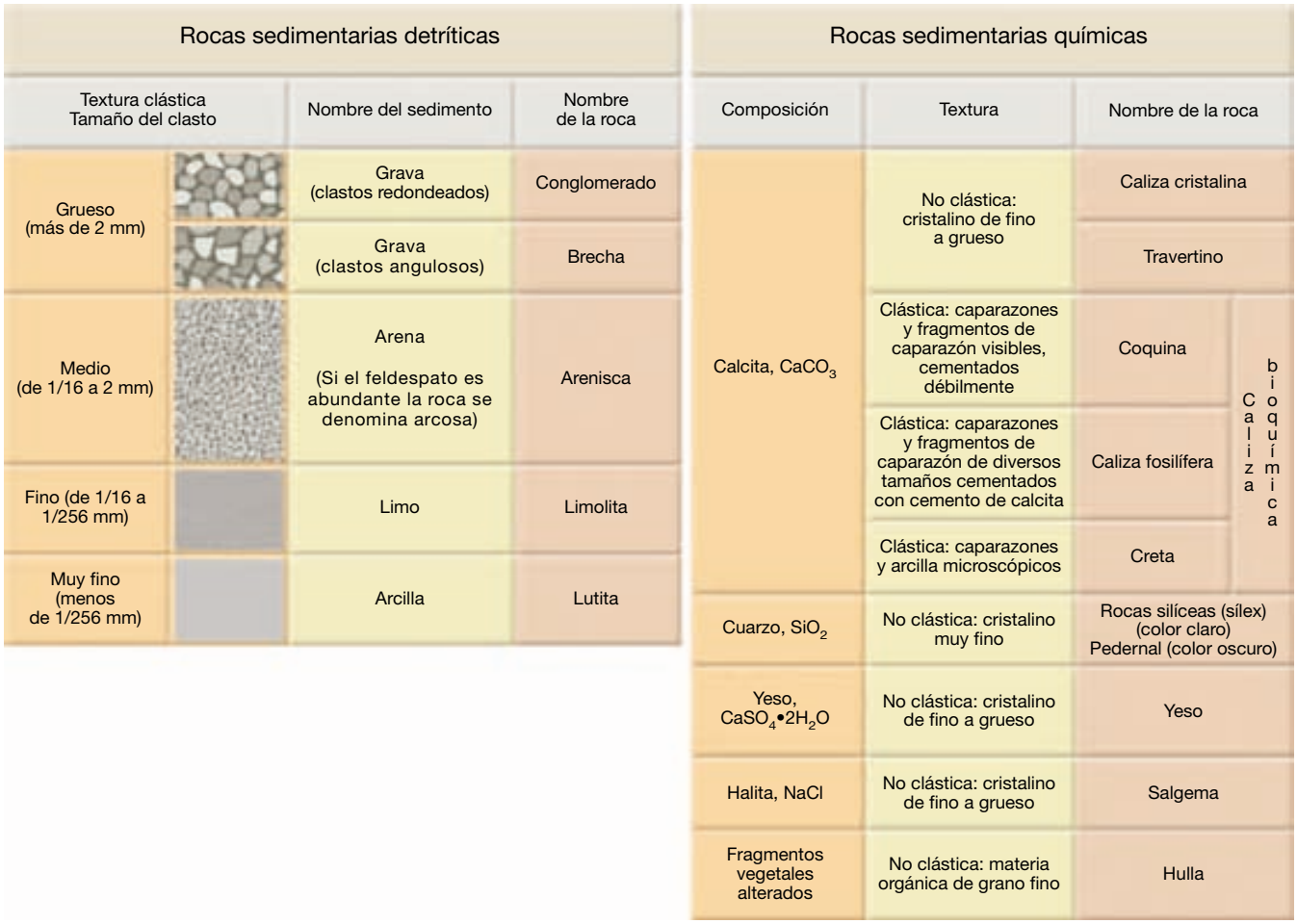
Como ocurrió al examinar las rocas ígneas en el Capítulo 4, la *textura* es importante para la clasificación de



◀ **Figura 7.6** Etapas sucesivas en la formación del carbón.

las rocas sedimentarias. Se utilizan dos texturas principales para clasificar las rocas sedimentarias: clástica y no clástica. El término **clástica** procede de una palabra griega que significa «roto». Las rocas que exhiben una textura clástica están formadas por fragmentos discretos y clastos que están cementados y compactados juntos. Aunque hay cemento en los espacios comprendidos entre los clastos, esas aperturas rara vez están completamente llenas. Todas las rocas detríticas tienen una textura clásica. Además, algunas rocas sedimentarias químicas exhiben también esta textura. Por ejemplo, la coquina, la caliza compuesta por caparazones y fragmentos de caparazón, es obviamente tan clástica como un conglomerado o una arenisca. Lo mismo se aplica a algunas variedades de caliza oolítica.

Algunas rocas sedimentarias químicas tienen una textura **no clástica** o **cristalina** en la cual los minerales



Rocas sedimentarias detríticas

Textura clástica Tamaño del clasto		Nombre del sedimento	Nombre de la roca
Grueso (más de 2 mm)		Grava (clastos redondeados)	Conglomerado
		Grava (clastos angulosos)	Brecha
Medio (de 1/16 a 2 mm)		Arena (Si el feldespato es abundante la roca se denomina arcosa)	Arenisca
Fino (de 1/16 a 1/256 mm)		Limo	Limolita
Muy fino (menos de 1/256 mm)		Arcilla	Lutita

Rocas sedimentarias químicas

Composición	Textura	Nombre de la roca	
Calcita, $CaCO_3$	No clástica: cristalino de fino a grueso	Caliza cristalina	
		Travertino	
	Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón visibles, cementados débilmente	Coquina	Caliza bioquímica
	Clástica: caparazones y fragmentos de caparazón de diversos tamaños cementados con cemento de calcita	Caliza fosilífera	
	Clástica: caparazones y arcilla microscópicos	Creta	
Cuarzo, SiO_2	No clástica: cristalino muy fino	Rocas silíceas (sílex) (color claro) Pedernal (color oscuro)	
Yeso, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	No clástica: cristalino de fino a grueso	Yeso	
Halita, NaCl	No clástica: cristalino de fino a grueso	Salgema	
Fragmentos vegetales alterados	No clástica: materia orgánica de grano fino	Hulla	

▲ **Figura 7.7** Identificación de las rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias se dividen en dos grupos principales, detríticas y químicas, según el origen de sus sedimentos. El principal criterio para denominar las rocas sedimentarias detríticas es el tamaño de los clastos, mientras que la distinción entre las rocas sedimentarias químicas se basa, primordialmente, en su composición mineral.

forman un mosaico de cristales intercrecidos. Los cristales pueden ser microscópicos o suficientemente grandes como para verse a simple vista sin aumento. Ejemplos comunes de rocas con texturas no clásticas son las sedimentadas cuando se evapora el agua de mar (Figura 7.8). Los materiales que constituyen muchas otras rocas no clásticas pueden haberse originado en realidad como depósitos detríticos. En esos casos, las partículas probablemente consistían en fragmentos de caparazón u otras partes duras ricas en carbonato cálcico o sílice. La naturaleza clástica de los granos desapareció después o se difuminó debido a que las partículas recristalizaron cuando se consolidaron en caliza o sílex.

Las rocas no clásticas están compuestas por cristales intercrecidos, y algunas se parecen a las rocas ígneas, que son también cristalinas. Los dos tipos de roca suelen ser fáciles de distinguir porque los minerales contenidos en las rocas sedimentarias no clásticas son bastante diferentes de los encontrados en la mayoría de las rocas ígneas. Por ejemplo, la salgema, el yeso y algunas formas de caliza consisten en cristales intercrecidos, pero los minerales encontrados dentro de esas rocas (halita, yeso y calcita) rara vez están asociados con las rocas ígneas.

Ambientes sedimentarios



Rocas sedimentarias
▼ Ambientes sedimentarios

Las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. Mediante la comprensión de las condiciones bajo las cuales se forman las rocas sedimentarias, los geólogos pueden deducir a menudo la historia de una roca, obteniendo información sobre el ori-



▲ **Figura 7.8** Como otras evaporitas, esta muestra de salgema se dice que tiene una textura no clástica porque está compuesta de un intercrecimiento de cristales.

gen de los clastos que las componen, el tipo y la duración de su transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por reposar; es decir, el ambiente deposicional. (Figura 7.9).

Un **ambiente deposicional** o **ambiente sedimentario** es simplemente un punto geográfico donde se acumulan los sedimentos. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales. Algunos sedimentos, como los sedimentos químicos que precipitan en cuerpos acuáticos, son únicamente el producto de su ambiente sedimentario. Es decir, los minerales que los componen se originaron y se depositaron en el mismo lugar. Otros sedimentos se forman lejos del lugar donde se acumulan. Estos materiales son transportados a grandes distancias de su origen por una combinación de gravedad, agua, viento y hielo.

En cualquier momento la situación geográfica y las condiciones ambientales de un ambiente sedimentario determinan la naturaleza de los sedimentos que se acumulan. Por consiguiente, los geólogos estudian atentamente los sedimentos en los ambientes deposicionales actuales porque los rasgos que encuentran también pueden observarse en rocas sedimentarias antiguas.

Aplicando el conocimiento minucioso de las condiciones presentes en la actualidad, los geólogos intentan reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en el momento en que un conjunto concreto de capas sedimentarias se depositó (*véase* Recuadro 7.2). Esos análisis llevan a menudo a la creación de mapas, en los que se refleja la distribución geográfica de la tierra y el mar, las montañas y los valles fluviales, los desiertos y los glaciares, y otros ambientes deposicionales. La descripción precedente es un ejemplo excelente de la aplicación de un principio fundamental de la Geología moderna, a saber: «el presente es la clave del pasado»*.

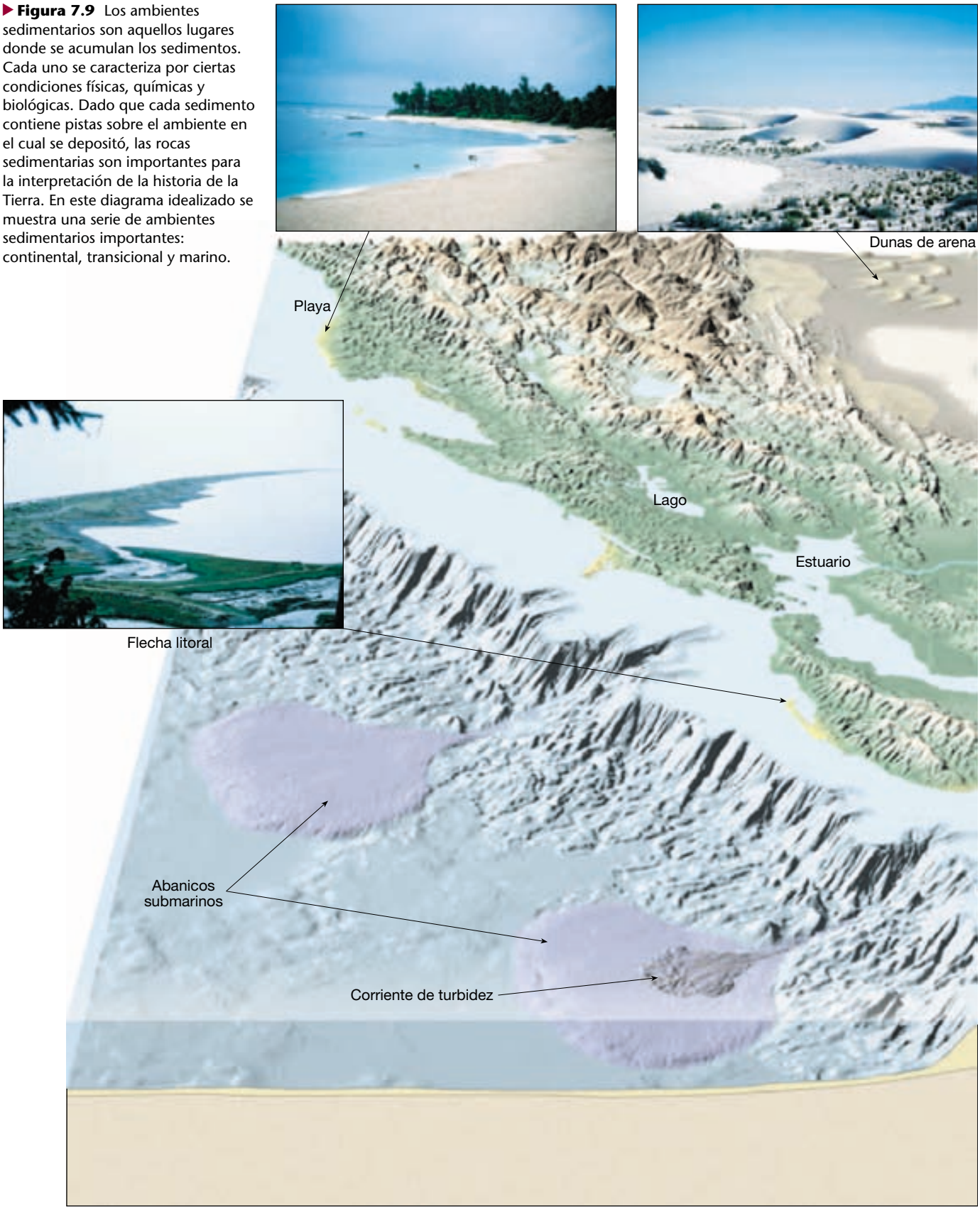
Tipos de ambientes sedimentarios

Los ambientes sedimentarios suelen estar localizados en una de las tres categorías: continental, marina o de transición (línea de costa). Cada categoría incluye muchos subambientes específicos. La Figura 7.9 es un diagrama idealizado que ilustra algunos ambientes sedimentarios importantes asociados con cada categoría. Nótese que es tan sólo una muestra de la gran diversidad de ambientes deposicionales. El resto de esta sección proporciona una breve descripción de cada categoría. En los Capítulos 16 a 20 se examinarán muchos de estos ambientes en detalle. Cada uno consiste en un área donde el sedimento se acumula y donde los organismos viven y mueren. Cada uno produce una roca o una agrupación sedimentaria característica que refleja las condiciones predominantes.

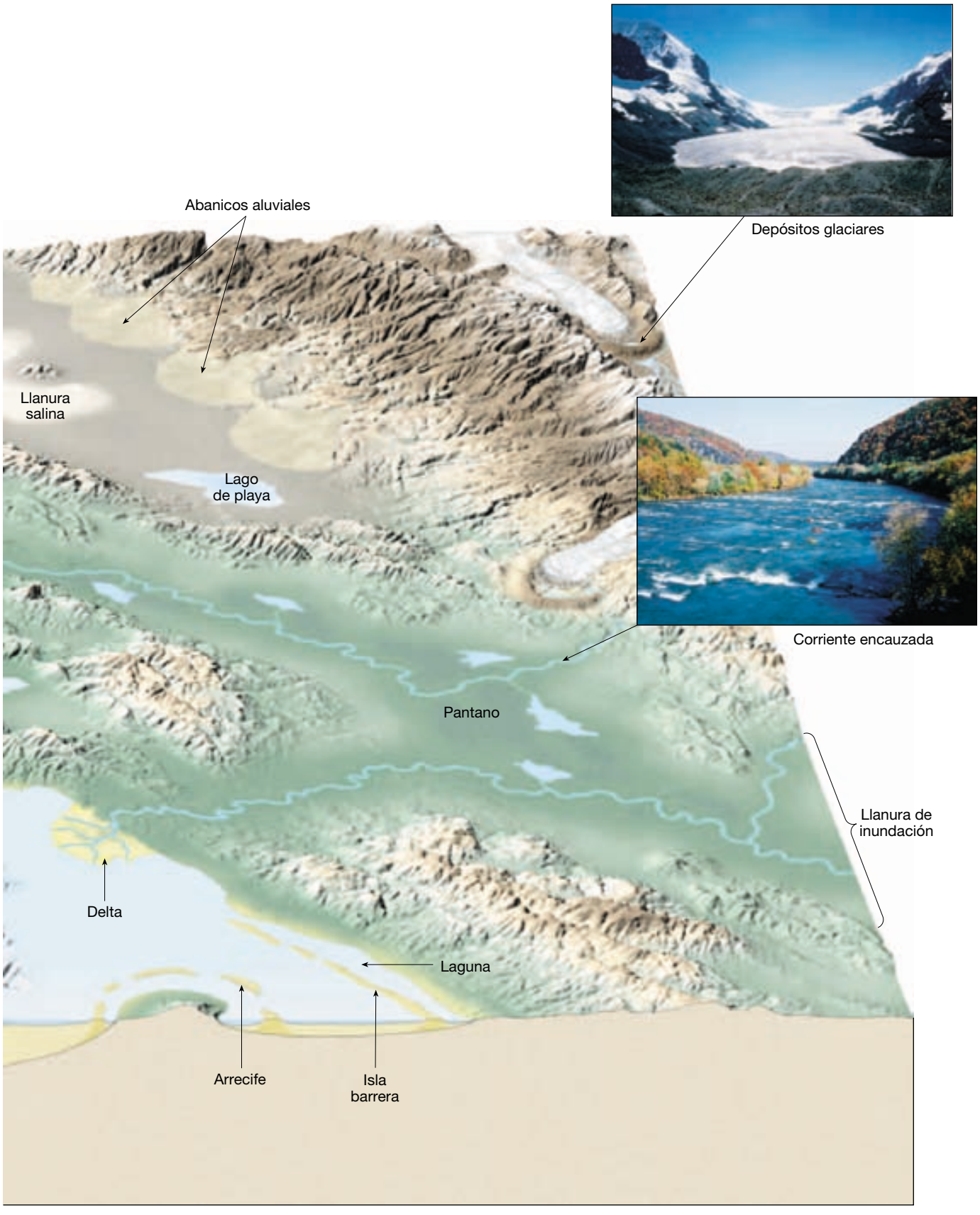
Ambientes continentales Los ambientes continentales están dominados por la erosión y la deposición asociadas a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen el agua corriente como proceso dominante. En las regiones áridas (así como en algunos puntos litorales) el viento asume mayor importancia. Es evidente que la naturaleza de los sedimentos depositados en los ambientes continentales recibe una fuerte influencia del clima.

Las corrientes son el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más tierra y transportando y depositando más sedimentos que cualquier otro proceso. Además de los depósitos fluviales, se depositan grandes cantidades de sedimentos cuando las crecidas periódicas inundan valles amplios y llanos (denominados *llanuras de inundación*). Donde emergen corrientes rápidas de un área montañosa hacia una superficie más llana, se forma una acumulación sedimentaria en forma de cono inconfundible conocida como *abanico aluvial.*

* Véase el apartado «Nacimiento de la Geología moderna» en el Capítulo 1 para ampliar esta idea.



▶ **Figura 7.9** Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que cada sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra. En este diagrama idealizado se muestra una serie de ambientes sedimentarios importantes: continental, transicional y marino.


Abanicos aluviales
Depósitos glaciares
Llanura salina
Lago de playa
Corriente encauzada
Pantano
Llanura de inundación
Delta
Laguna
Arrecife
Isla barrera



Recuadro 7.2 ▶ La Tierra como sistema

El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado

Sabemos que las partes del sistema Tierra están relacionadas de modo que un cambio en una parte puede provocar cambios en cualquiera o en todas las demás partes. En este breve ejemplo, vemos un caso en el que los cambios en el clima y las temperaturas oceánicas se reflejan en la naturaleza de la vida marina.

Cuando se recuperan los sedimentos bioquímicos producidos por los organismos microscópicos del fondo oceánico, se pueden utilizar como datos substitutivos para analizar los climas del pasado.

Los registros climáticos fiables se remontan a hace tan sólo un par de cientos de años, como mucho. ¿Cómo conocen los científicos los climas y los cambios climáticos anteriores a este período? La respuesta evidente es que deben reconstruir los climas del pasado a partir de *pruebas indirectas;* es decir, deben examinar y analizar fenómenos que responden a las condiciones atmosféricas cambiantes y las reflejan. Una técnica interesante e importante para analizar la historia del clima terrestre es el estudio de los sedimentos procedentes del fondo oceánico.



◀ **Figura 7.C** Partes duras microscópicas de radiolarios y foraminíferos. Esta fotografía microscópica ha sido ampliada cientos de veces. Estos organismos son sensibles incluso a pequeñas fluctuaciones en las condiciones ambientales. (Foto cortesía de Deep Sea Drilling Project, Scripps Institution of Oceanography, Universidad de California, San Diego.)

Aunque los sedimentos del fondo oceánico son de muchos tipos, la mayoría contienen los restos de organismos que antes vivían cerca de la superficie marina (la interfase océano-atmósfera). Cuando estos organismos de las proximidades de la superficie mueren, sus caparazones se depositan lentamente en el fondo oceánico, donde pasan a formar parte del registro sedimentario (Figura 7.C). Una razón por la que los sedimentos del fondo oceánico son registros útiles de los cambios climáticos mundiales es que las cantidades y los tipos de organismos que viven cerca de la superficie marina cambian conforme cambia el clima. Richard Foster Flint explica este principio de la siguiente manera:

> Cabría esperar que en cualquier área de la interfase océano/atmósfera la temperatura anual media del agua superficial del océano se aproxime a la de la atmósfera contigua. El equili-

En localizaciones frías de alta latitud o elevada altitud, los glaciares recogen y transportan grandes volúmenes de sedimentos. Los materiales depositados directamente del hielo suelen ser mezclas desordenadas de partículas con tamaños que oscilan entre las arcillas y los bloques. El agua procedente de la fusión de los glaciares transporta y redeposita algunos de los sedimentos glaciares, creando acumulaciones estratificadas, ordenadas.

La obra del viento y los depósitos resultantes se llaman *eólicos*, por Eolo, el dios griego del viento. A diferencia de los depósitos glaciares, los sedimentos eólicos están bien clasificados. El viento puede levantar el polvo fino hacia la atmósfera y transportarlo a grandes distancias. Donde los vientos son fuertes y la superficie no está fijada por la vegetación, la arena es transportada más cerca del suelo, donde se acumula en *dunas*. Los desiertos y las costas son lugares habituales de este tipo de depósito.

Además de ser áreas donde a veces se desarrollan las dunas, las cuencas desérticas son lugares donde ocasionalmente se forman *lagos playa* poco profundos tras fuertes lluvias o períodos de fusión de la nieve en las montañas adyacentes. Se secan con rapidez, y algunas veces dejan atrás evaporitas y otros depósitos característicos. En las regiones húmedas los lagos son estructuras más duraderas y sus aguas tranquilas son excelentes trampas para los sedimentos. Los pequeños deltas, las playas y las barras se forman a lo largo de la orilla del lago, y los sedimentos más finos acaban reposando en el fondo del lago.

Ambientes marinos Los ambientes deposicionales marinos se dividen en función de su profundidad. El ambiente *marino somero* alcanza profundidades de unos 200 metros y se extiende desde la orilla hasta la superficie externa de la plataforma continental. El ambiente *marino profundo* se encuentra mar adentro, a profundidades superiores a los 200 metros más allá de la plataforma continental.

brio térmico establecido entre el agua marina de la superficie y el aire situado por encima debería significar que… los cambios en el clima deberían reflejarse en cambios en los organismos que viven cerca de la superficie de las profundidades marinas…

Si recordamos que los sedimentos del fondo oceánico de vastas áreas del océano consisten principalmente en caparazones de foraminíferos pelágicos, y que estos animales son sensibles a las variaciones de temperatura del agua, la conexión entre estos sedimentos y los cambios climáticos se hace evidente*.

Por tanto, al intentar comprender el cambio climático, así como otras transformaciones ambientales, los científicos están utilizando la enorme reserva de datos de los sedimentos del fondo oceánico. Los testigos de sondeo de los sedimentos recogidos por los barcos de perforación y otros buques de investigación han proporcionado datos valiosísimos que han ampliado considerablemente nuestro conocimiento y nuestra comprensión de los climas del pasado (Figura 7.D).

Un ejemplo notable de la importancia de los sedimentos del fondo oceánico para nuestra comprensión del cambio climático está relacionado con el esclarecimiento de las condiciones atmosféricas fluctuantes del Período Glaciar. El registro de cambios de temperatura contenido en los testigos de sondeo de sedimentos procedentes del fondo oceánico han resultado ser esenciales para nuestra comprensión actual de este período reciente de la historia de la Tierra**.



▲ **Figura 7.D** Los científicos examinan el testigo de sondeo de un sedimento a bordo del *JOIDES Resolution*, el buque de perforación del Ocean Drilling Program. El fondo oceánico representa una enorme reserva de datos referentes al cambio ambiental global. (Foto cortesía del Ocean Drilling Program.)

* *Glacial and Quaternary Geology* (Nueva York: Wiley, 1971), pág. 718.

** Para más información sobre este tema, véase «Causas de las glaciaciones», en el Capítulo 18.

El ambiente marino somero rodea todos los continentes del mundo. Su anchura varía mucho, desde ser prácticamente inexistente en algunos lugares a extenderse hasta 1.500 kilómetros en otros puntos. En general, esta zona tiene una anchura aproximada de 80 kilómetros. El tipo de sedimentos depositados aquí depende de varios factores, como la distancia de la orilla, la elevación de la zona de tierra adyacente, la profundidad del agua, la temperatura del agua y el clima.

Debido a la erosión continua del continente adyacente, el ambiente marino poco profundo recibe grandes cantidades de sedimentos derivados de la tierra emergida. Cuando la entrada de este sedimento es pequeña y los mares son relativamente cálidos, los barros ricos en carbonato pueden ser el sedimento predominante. La mayor parte de este material está formado por los restos esqueléticos de los organismos secretores de carbonato mezclados con precipitados inorgánicos. Los arrecifes de coral también se asocian con ambientes marinos cálidos y poco profundos. En las regiones cálidas donde el mar ocupa una cuenca con circulación restringida, la evaporación provoca la precipitación de los materiales solubles y la formación de depósitos de evaporitas marinas.

Los ambientes marinos profundos son todos los fondos oceánicos profundos. Alejadas de las masas continentales, las partículas minúsculas procedentes de muchas fuentes permanecen a la deriva durante mucho tiempo. De manera gradual, estos pequeños granos «caen» sobre el fondo oceánico, donde se acumulan muy lentamente. Son excepciones importantes los potentes depósitos de sedimentos relativamente gruesos que aparecen en la base del talud continental. Estos materiales descienden de la plataforma continental como corrientes de turbidez —masas densas compuestas de sedimentos y agua e impulsadas por la gravedad—. En el Recuadro 7.3 se tratan más detenidamente los sedimentos que se acumulan en los ambientes marinos.



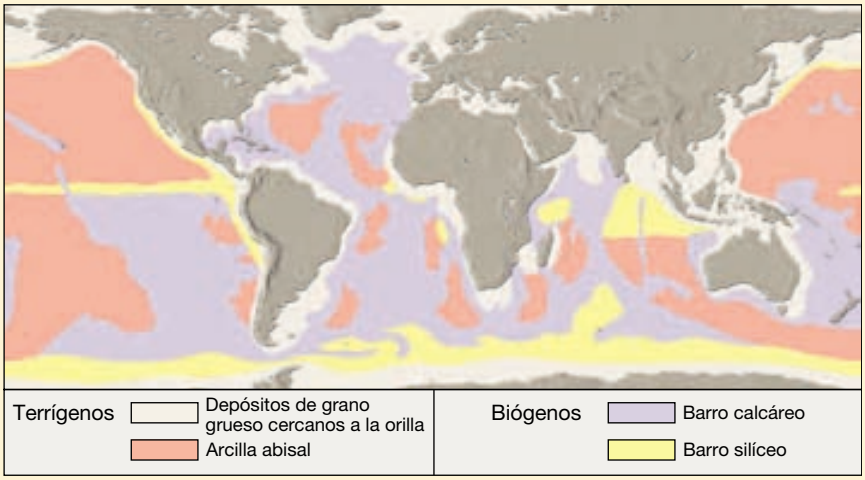
Recuadro 7.3 ▶ Entender la Tierra

Naturaleza y distribución de los sedimentos del fondo oceánico

Excepto en las zonas escarpadas del talud continental y en las zonas cercanas a la cresta del sistema de dorsales oceánicas, la mayor parte del fondo oceánico está cubierta por sedimentos (Figura 7.E). Una parte de este material ha sido depositada por corrientes de turbidez, mientras que una gran parte del resto se ha depositado lentamente en el fondo oceánico desde arriba (*véase* Figura 7.11).

Los sedimentos del fondo oceánico pueden clasificarse según su origen en tres grandes categorías: (1) *terrígenos* (*terra* = tierra; *generare* = producir), (2) *biógenos* (*bio* = vida; *generare* = producir), y (3) *hidrogénicos* (*hydros* = agua; *generare* = producir). Aunque cada categoría se trata por separado, los sedimentos del fondo oceánico suelen tener orígenes distintos y, por tanto, son mezclas de varios tipos de sedimentos.

Los sedimentos terrígenos están formados principalmente por granos minerales que fueron meteorizados de las rocas continentales y transportados hasta el océano. Los clastos más grandes (grava y arena) suelen depositarse rápidamente cerca de la orilla, mientras que los clastos más finos (partículas microscópicas del tamaño de la arcilla) pueden tardar años en depositarse en el fondo oceánico y pueden ser transportados por las corrientes oceánicas a miles de kilómetros.



▲ **Figura 7.E** Distribución de los sedimentos marinos. Los depósitos terrígenos de grano grueso predominan en las zonas de los márgenes continentales, mientras que el material terrígeno de grano fino (arcilla abisal) es común en zonas más profundas de las cuencas oceánicas. Sin embargo, los depósitos de océano profundo están dominados por los fangos calcáreos, que se encuentran en las porciones someras de las zonas de océano profundo a lo largo de la dorsal centrooceánica. Los fangos silíceos se hallan debajo de las áreas de productividad biológica extraordinariamente alta como la Antártida y el Pacífico ecuatoriano y el océano Índico. Los sedimentos hidrogénicos comprenden sólo una proporción pequeña de los depósitos del océano.

Como consecuencia, prácticamente todas las partes del océano reciben algún sedimento terrígeno. La velocidad a la que se acumulan estos sedimentos en el fondo oceánico profundo, sin embargo, es muy lenta. Para formar una capa de *arcilla abisal* de un centímetro de grosor, por ejemplo, hacen falta hasta 50.000 años. Por el contrario, en los márgenes continentales cercanos a las desembocaduras de los grandes ríos, los sedimentos terrígenos se acumulan con rapidez y forman depósitos

Ambientes de transición La línea de costa es la zona de transición entre los ambientes marino y continental. Aquí se encuentran los depósitos conocidos de arena y grava denominados *playas*. Las *llanuras mareales* cubiertas de barro son cubiertas alternativamente por capas poco profundas de agua y luego son expuestas al aire conforme las mareas suben y bajan. A lo largo y cerca de la costa, el trabajo de las olas y las corrientes distribuye la arena, creando *flechas litorales*, *cordones litorales* e *islas barrera*. Los cordones litorales y los arrecifes crean *albuferas*. Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de sedimentación en la zona de transición.

Los *deltas* se cuentan entre los depósitos más importantes asociados a los ambientes de transición. Las acumulaciones complejas de sedimentos se forman hacia el mar cuando los ríos experimentan una pérdida abrupta de velocidad y depositan su carga de derrubios detríticos.

Facies sedimentarias

Cuando se estudia una serie de capas sedimentarias, se pueden ver los cambios sucesivos de las condiciones ambientales que hubo en un lugar concreto con el paso del tiempo. También pueden verse los cambios de los ambientes pasados si se sigue la pista de una unidad individual de roca sedimentaria lateralmente. Esto es así porque, en cualquier momento, pueden existir muchos ambientes sedimentarios diferentes a lo largo de un área amplia. Por ejemplo, cuando la arena se acumula en un ambiente de playa, los limos más finos suelen depositarse

gruesos. En el Golfo de México, por ejemplo, los sedimentos han alcanzado una profundidad de muchos kilómetros.

Los sedimentos biógenos están compuestos por caparazones y esqueletos de animales marinos y algas (*véase* Figura 7.C en el Recuadro 7.2). La mayor parte de estos restos es producida por organismos microscópicos que viven en las aguas iluminadas por el sol cerca de la superficie oceánica. Una vez estos organismos mueren, sus *conchas* «caen» de una manera constante y se acumulan en el suelo oceánico.

El sedimento biógeno más común es el *barro calcáreo* ($CaCO_3$), que, como su nombre indica, tiene la consistencia del fango grueso. Este sedimento se produce a partir de las conchas de los organismos como los *cololitóforos* (algas unicelulares) y los *foraminíferos* (animales pequeños) que habitan en las aguas superficiales cálidas. Cuando las conchas calcáreas se hunden lentamente en partes más profundas del océano, empiezan a disolverse. Esto se produce porque el agua marina más profunda y fría es rica en dióxido de carbono y, por tanto, es más ácida que el agua caliente. A una profundidad superior a los 4.500 metros en el agua marina, las conchas calcáreas se disuelven por completo antes de llegar al fondo. Por consiguiente, el fango calcáreo no se acumula en las cuencas oceánicas profundas.

Otros sedimentos biógenos son el *barro silíceo* (SiO_2) y el material rico en fosfato. El primero está compuesto principalmente por conchas de *diatomeas* (algas unicelulares) y *radiolarios* (animales unicelulares) que prefieren las aguas superficiales más frescas, mientras que el último deriva de los huesos, los dientes y las escamas de los peces y otros organismos marinos.

Los sedimentos hidrogénicos consisten en minerales que cristalizan directamente del agua marina mediante varias reacciones químicas. Los sedimentos hidrogénicos representan una parte relativamente pequeña del total de sedimentos oceánicos. No obstante, tienen composiciones muy distintas y se distribuyen en diferentes ambientes deposicionales.

Algunos de los tipos más comunes de sedimentos hidrogénicos son:

- *Nódulos de manganeso*, que son agregados redondeados y duros de manganeso, hierro y otros metales que precipitan en capas concéntricas alrededor de un objeto central como un canto volcánico o un grano de arena (Figura 7.F).
- *Carbonatos cálcicos*, que se forman por precipitación directamente del agua marina en climas cálidos. Si este material queda enterrado se endurece y forma caliza. Sin embargo, la mayor parte de la caliza está compuesta de sedimentos biógenos.
- *Sulfuros metálicos*, que suelen precipitar como revestimientos de las rocas cercanas a las chimeneas asociadas con la cresta de la dorsal centrooceánica que arroja agua caliente rica en minerales. Estos depósitos contienen hierro, níquel, cobre, zinc, plata y otros metales en proporciones variables.
- *Evaporitas*, que se forman donde las velocidades de evaporación son altas y hay una circulación restringida del océano abierto. Conforme el agua se evapora de estas zonas, el agua marina restante se satura con los minerales disueltos, que entonces empiezan a precipitar.

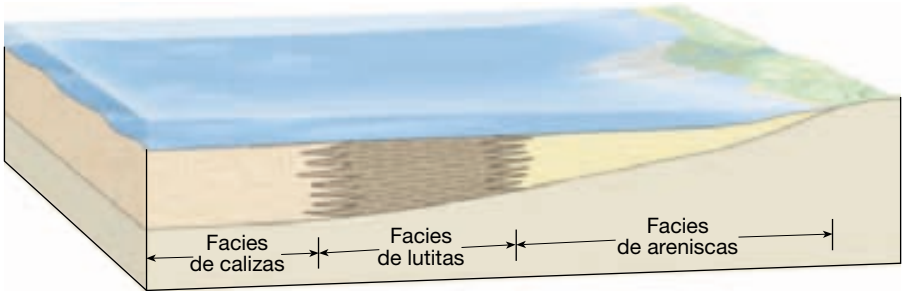


▲ **Figura 7.F** Nódulos de manganeso fotografiados a una profundidad de 2.909 brazas (5.323 metros) por debajo del Robert Conrad, al sur de Tahití. (Foto cortesía de Lawrence Sullivan, Lamont-Doherty Earth Observatory/Universidad de Columbia.)

en aguas costeras más tranquilas. Aún más lejos, quizá en una zona donde la actividad biológica es grande y los sedimentos derivados del continente, escasos, los depósitos consisten fundamentalmente en restos calcáreos de pequeños organismos. En este ejemplo, se acumulan al mismo tiempo diferentes sedimentos adyacentes unos a otros. Cada unidad posee un conjunto distintivo de características que reflejan las condiciones de un ambiente particular. Para describir ese conjunto de sedimentos, se utiliza el término **facies.** Cuando se examina una unidad sedimentaria en una sección transversal desde un extremo a otro, cada facies pasa gradualmente en sentido lateral a otra que se formó al mismo tiempo, pero que exhibe características diferentes (Figura 7.10). Normalmente, la fusión de las facies adyacentes tiende a ser una transición gradual, antes que un límite claro, pero a veces ocurren cambios bruscos.

Estructuras sedimentarias

Además de las variaciones en el tamaño del grano, la composición mineral y la textural, los sedimentos exhiben una variedad de estructuras. Algunos, como la estratificación gradada, se crean cuando los sedimentos se están acumulando y son un reflejo del medio de transporte. Otros, como las *grietas de desecación*, se forman después de que los materiales se hayan depositado y son consecuencia de procesos que ocurren en el ambiente. Cuando están presentes, las estructuras sedimentarias proporcionan informa-



▶ **Figura 7.10** Cuando se sigue la pista a una capa sedimentaria, podemos encontrar que está compuesta por varios tipos diferentes de roca. Quizás esto puede que ocurra porque pueden existir muchos ambientes sedimentarios al mismo tiempo a lo largo de una amplia área. El término *facies* se utiliza para describir dicho conjunto de rocas sedimentarias. Cada facies se transforma gradualmente en sentido lateral en otra que se formó al mismo tiempo, pero en un ambiente diferente.

ción adicional que puede ser útil para la interpretación de la historia de la Tierra.

Las rocas sedimentarias se forman conforme se acumula capa sobre capa de sedimento en varios ambientes deposicionales. Esas capas, denominadas **estratos,** son probablemente el *rasgo más común y característico de las rocas sedimentarias.* Cada estrato es único. Puede tratarse de una arenisca gruesa, de una caliza rica en fósiles o de una lutita negra, y así sucesivamente. Las variaciones en la textura, la composición y la potencia reflejan las diferentes condiciones bajo las cuales se depositó cada capa.

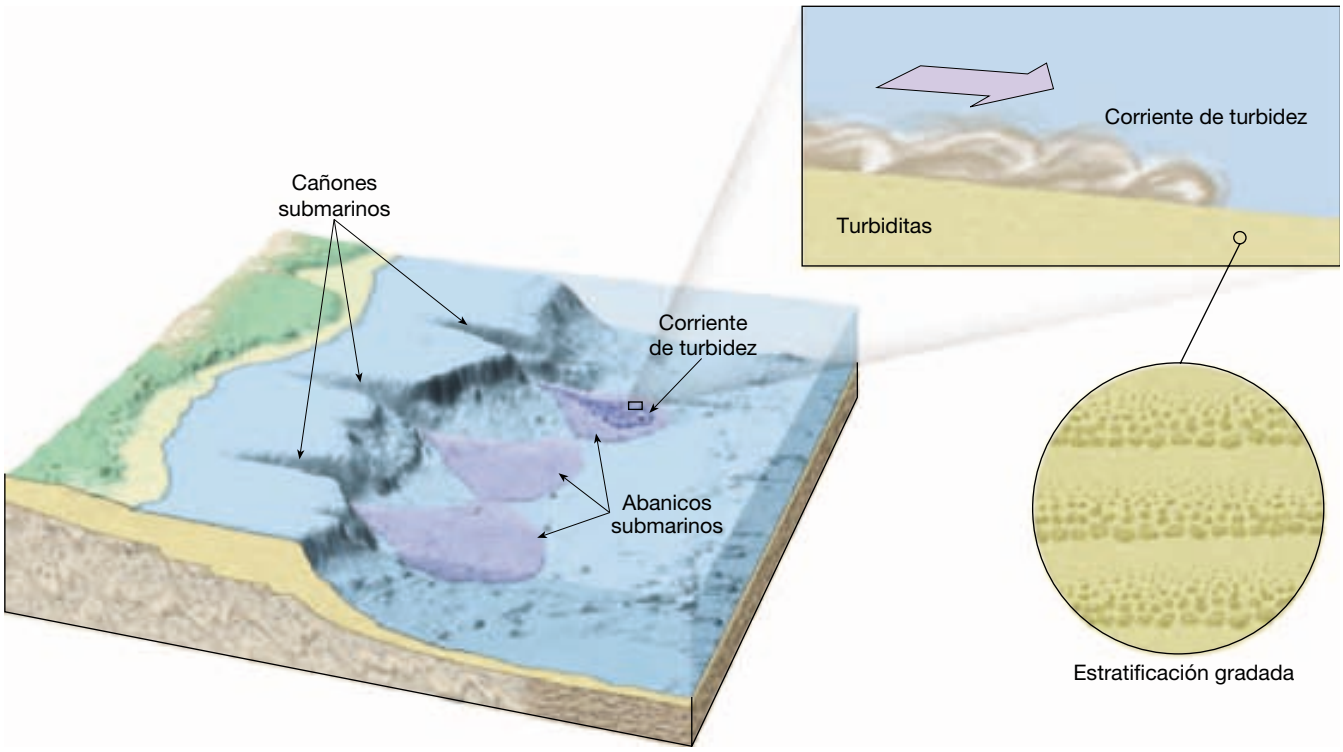
La potencia de los estratos oscila entre un valor microscópico y decenas de metros. Separando los estratos se encuentran los **planos de estratificación,** superficies planas a lo largo de las cuales las rocas tienden a separarse o romperse. Cambios en el tamaño del grano o en la composición del sedimento que se está depositando pueden crear planos de estratificación. Pausas en la sedimentación pueden conducir también a la estratificación porque los cambios son tan ligeros que el material recién depositado será exactamente el mismo que el sedimento previamente depositado. En general, cada plano de estratificación marca el final de un episodio de sedimentación y el comienzo de otro.

Dado que los sedimentos suelen acumularse como clastos que se depositan a partir de un fluido, la mayoría de los estratos se deposita originalmente en forma de capas horizontales. Hay circunstancias, sin embargo, en las cuales los sedimentos no se acumulan en estratos horizontales. A veces, cuando se examina un estrato de roca sedimentaria, se ven capas dentro de él que están inclinadas con respecto a la horizontal. Cuando esto ocurre, se habla de **estratificación cruzada** y es característico de las dunas de arena, los deltas y ciertos depósitos de canal en los ríos.

Los **estratos gradados** representan otro tipo especial de estratificación. En este caso, las partículas situadas en el interior de una sola capa sedimentaria cambian gradualmente de gruesas a finas desde la parte inferior a la superior. Los estratos gradados son en su mayoría característicos del depósito rápido en agua que contiene sedimentos de tamaños variables. Cuando una corriente experimenta una pérdida de energía, los clastos mayores sedimentan primero, seguidos por los granos sucesivamente más finos. La sedimentación de un estrato gradado se asocia casi siempre con una corriente de turbidez, una masa de agua cargada de sedimento, que es más densa que el agua limpia y que se desplaza pendiente abajo a lo largo del fondo de un lago o un océano (Figura 7.11).

Cuando los geólogos examinan las rocas sedimentarias, pueden deducir muchas cosas. Un conglomerado, por ejemplo, puede indicar un ambiente de gran energía, como una zona de rompientes o una gran corriente, donde sólo los materiales gruesos se depositan y las partículas más finas se mantienen en suspensión. Si la roca es la arcosa, quizá signifique un clima seco, donde es posible poca alteración química del feldespato. La lutita carbonácea indica un ambiente rico en componentes orgánicos y de baja energía, como un pantano o una laguna.

Otros rasgos encontrados en algunas rocas sedimentarias proporcionan también pistas sobre los ambientes en el pasado. Las **rizaduras** son pequeñas ondulaciones de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por la acción del agua o el aire en movimiento. Las crestas forman ángulos rectos con respecto a la dirección del movimiento. Si las rizaduras se formaron por el movimiento del aire o el agua en una dirección esencialmente, su forma será asimétrica. Estas *rizaduras de corriente* tendrán lados más empinados en la dirección de descenso de la corriente y pendientes más graduales en el lado de corriente ascendente. Las rizaduras producidas por una corriente que fluye a través de un canal arenoso o por el viento que sopla sobre una duna de arena son dos ejemplos comunes de rizaduras de corriente. Cuando se presentan en la roca, pueden utilizarse para determinar la dirección del movimiento de antiguas corrientes de agua o de viento. Otras rizaduras tienen forma simétrica y se denominan *rizaduras de oscilación.* Son consecuencia del movimiento hacia delante y hacia atrás de las olas superficiales en un ambiente somero próximo a la costa.



▲ **Figura 7.11** Las corrientes de turbidez son movimientos descendentes de agua densa, cargada de sedimentos. Se crean cuando la arena y el barro de la plataforma y el talud continentales se desprenden y se quedan en suspensión. Dado que esta agua que contiene barro es más densa que el agua marina normal, fluye en dirección descendente, erosionando y acumulando más sedimentos. Las capas depositadas por estas corrientes se denominan *turbiditas.* Cada evento produce una sola capa caracterizada por una disminución del tamaño de los sedimentos de arriba a abajo, estructura conocida con el nombre de *estratificación gradada.*

Las **grietas de desecación** indican que el sedimento en el cual se formaron estuvo alternativamente húmedo y seco. Cuando queda expuesto al aire, el barro húmedo se seca y se encoge, produciendo grietas. Las grietas de desecación se asocian con ambientes como los lagos someros y las cuencas desérticas*.

Los **fósiles,** restos de vida prehistórica, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son herramientas importantes para interpretar el pasado geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares.

* La sección titulada «Fósiles: evidencias de vida en el pasado», del Capítulo 9, contiene una discusión más detallada del papel de los fósiles en la interpretación de la historia de la Tierra.

Resumen

- Las *rocas sedimentarias* consisten en *sedimentos* que, en la mayoría de los casos, se han *litificado* para formar rocas sólidas mediante los procesos de *compactación* y *cementación.* El sedimento tiene dos orígenes principales: (1) como *material detrítico*, que se origina y es transportado en forma de clastos a partir de la meteorización mecánica y química, que, cuando se litifican, forman las rocas sedimentarias detríticas, y (2) a partir de material soluble producido fundamentalmente por meteorización química, que, cuando precipita, forma las *rocas sedimentarias químicas.*

- Por *diagénesis* se entienden todos los cambios físicos, químicos y biológicos que tienen lugar después del depósito de los sedimentos, así como durante y después del momento en el que se convierten en roca sedi-

mentaria. El enterramiento fomenta la diagénesis. La diagénesis incluye la litificación.

- Por *litificación* se entienden los procesos mediante los cuales los sedimentos no consolidados se transforman en roca sedimentaria compacta. La mayoría de las rocas sedimentarias se litifican por medio de *compactación* o *cementación*, o ambas. Se produce compactación cuando el peso de los materiales suprayacentes comprime los sedimentos más profundos. La cementación, el proceso más importante por el cual los sedimentos se convierten en rocas sedimentarias, se produce cuando los materiales cementantes solubles, como *la calcita*, *la sílice* y *el óxido de hierro*, precipitan entre los granos del sedimento, rellenando los espacios vacíos y aglutinando las partículas. Aunque la mayoría de las rocas sedimentarias se litifican mediante compactación o cementación, ciertas rocas químicas, como las evaporitas, se forman inicialmente como masas sólidas de cristales intercrecidos.
- El *tamaño de clasto* es la base fundamental para distinguir entre sí las diversas rocas sedimentarias detríticas. El tamaño de los clastos de una roca detrítica indica la energía del medio que las transportó. Por ejemplo, la grava es movida por ríos de caudales rápidos, mientras que se necesita menos energía para transportar la arena. Entre las rocas sedimentarias detríticas se incluye la *lutita* (partículas del tamaño del limo y la arcilla), la *arenisca* y el *conglomerado* (cantos redondeados del tamaño de la grava) o la *brecha* (cantos angulosos del tamaño de la grava).
- La precipitación de los sedimentos químicos se produce de dos maneras: (1) por *procesos inorgánicos* como la evaporación y la actividad química, o por (2) *procesos orgánicos* de organismos acuáticos que producen sedimentos de *origen bioquímico*. La *caliza*, la roca sedimentaria química más abundante, se compone del mineral calcita ($CaCO_3$) y se forma o bien por medios inorgánicos o como consecuencia de procesos bioquímicos. Entre las calizas inorgánicas se cuentan el *travertino*, que normalmente se observa en las cuevas, y la *caliza oolítica*, que consiste en pequeños granos esféricos de carbonato cálcico. Otras rocas sedimentarias químicas comunes son la *dolomía* (compuesta por el carbonato cálcico-magnésico dolomita), *las rocas silíceas (sílex)* (compuestas por cuarzo microcristalino), las *evaporitas* (como la salgema y el yeso) y el *carbón* (lignito y hulla).
- Las rocas sedimentarias pueden dividirse en dos grupos principales: *detríticas* y *químicas*. Todas las rocas detríticas tienen una *textura clástica*, que consiste en fragmentos discretos y clastos que se cementan y compactan juntas. El principal criterio de subdivisión de las rocas detríticas comunes son el *conglomerado*, la *arenisca* y la *lutita*. La base fundamental para distinguir las rocas del grupo químico entre sí es su composición mineral. Algunas rocas químicas, como las depositadas cuando se evapora el agua del mar, tienen una *textura no clástica* en la cual los minerales forman un mosaico de cristales entrelazados. Sin embargo, en realidad, muchas de las rocas sedimentarias clasificadas en el grupo químico contienen también al menos pequeñas cantidades de sedimento detrítico. Entre las rocas químicas comunes se cuentan la *caliza*, el *yeso* y el *carbón* (por ejemplo, lignito y hulla).
- Los ambientes sedimentarios son aquellos lugares donde se acumulan los sedimentos. Se agrupan en continentales, marinos y de transición (líneas de costa). Cada uno se caracteriza por ciertas condiciones físicas, químicas y biológicas. Dado que el sedimento contiene pistas sobre el ambiente en el cual se depositó, las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la Tierra.
- Las rocas sedimentarias son particularmente importantes para interpretar la historia de la Tierra porque, conforme se acumula una capa sobre otra de sedimento, cada una de ellas registra la naturaleza del ambiente en el cual se depositó el sedimento. Estas capas, denominadas *estratos*, son probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias. Otras características de algunas rocas sedimentarias, como las *rizaduras*, las *grietas de desecación*, la *estratificación cruzada* y los *fósiles*, dan también pistas sobre los ambientes del pasado.

Preguntas de repaso

1. ¿Cómo se compara el volumen de las rocas sedimentarias en la corteza terrestre con el volumen de las rocas ígneas? ¿Están uniformemente distribuidas las rocas sedimentarias por toda la corteza?
2. ¿Qué es la diagénesis? Ponga un ejemplo.
3. La compactación es un proceso de litificación muy importante, ¿con qué tamaño de sedimento?
4. Enumere tres cementos comunes para las rocas sedimentarias. ¿Cómo puede identificarse cada uno?
5. ¿Qué minerales son más comunes en las rocas sedimentarias detríticas? ¿Por qué son tan abundantes estos minerales?
6. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre las diversas rocas sedimentarias detríticas?

7. ¿Por qué la lutita suele desmenuzarse con facilidad?
8. ¿Cómo están relacionados el grado de selección y la redondez con el transporte de los granos de arena?
9. Distinga entre conglomerados y brechas.
10. Distinga entre las dos categorías de rocas sedimentarias químicas.
11. ¿Qué son los depósitos de evaporitas? Nombre una roca que sea una evaporita.
12. Cuando un volumen de agua de mar se evapora, los minerales precipitan en un cierto orden. ¿Qué determina ese orden?
13. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca sedimentaria concreta. Para cada afirmación, indique la roca sedimentaria que se está describiendo.
    a) Una evaporita utilizada para hacer argamasa.
    b) Una roca detrítica de grano fino que exhibe *fisilidad*.
    c) Arenisca de color oscuro que contiene clastos angulosos así como arcilla, cuarzo y feldespato.
    d) La roca sedimentaria química más abundante.
    e) Una roca dura de color oscuro constituida por cuarzo microcristalino.
    f) Una variedad de caliza compuesta por pequeños granos esféricos.
14. ¿En qué se diferencia el carbón de otras rocas sedimentarias bioquímicas?
15. ¿Cuál es la base fundamental para distinguir entre una roca sedimentaria química y otras?
16. Distinga entre textura clástica y no clástica. ¿Qué tipo de textura es común a todas las rocas sedimentarias detríticas?
17. Algunas rocas sedimentarias no clásticas se parecen mucho a las rocas ígneas. ¿Cómo pueden distinguirse fácilmente?
18. Enumere tres categorías de ambientes sedimentarios. Ponga uno o más ejemplos de cada categoría.
19. ¿Por qué son útiles los sedimentos del fondo oceánico para estudiar los climas del pasado? (*Véase* Recuadro 7.2.)
20. Distinga entre los tres tipos básicos de sedimentos del fondo oceánico. (*Véase* Recuadro 7.3.)
21. ¿Cuál es probablemente el rasgo más característico de las rocas sedimentarias?
22. Distinga entre estratificación cruzada y estratificación gradada.
23. ¿Cómo se diferencian las rizaduras de corriente de las rizaduras de oscilación?

Términos fundamentales

ambiente deposicional
ambiente sedimentario
bioquímico
cementación
compactación
diagénesis
estratificación cruzada
estrato
estrato gradado
evaporita
facies
fisilidad
fósil
grieta de desecación
litificación
llanura salina
plano de estratificación
rizadura
roca sedimentaria detrítica
roca sedimentaria química
sedimento
selección
textura clástica
textura cristalina
textura no clástica

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 8

Metamorfismo y rocas metamórficas

Metamorfismo

Factores del metamorfismo
- El calor como factor metamórfico
- Presión y esfuerzo diferencial
- Fluidos químicamente activos
- La importancia del protolito

Texturas metamórficas
- Foliación
- Texturas foliadas
- Otras texturas metamórficas

Rocas metamórficas comunes
- Rocas foliadas
- Rocas no foliadas

Ambientes metamórficos
- Metamorfismo térmico o de contacto
- Metamorfismo hidrotermal
- Metamorfismo regional
- Otros tipos de metamorfismo

Zonas metamórficas
- Variaciones de textura
- Minerales índice y grado metamórfico

Metamorfismo y tectónica de placas
- Ambientes metamórficos antiguos

Fuerzas compresivas de una magnitud inimaginable y temperaturas de centenares de grados por encima de las condiciones de la superficie predominaron quizá durante miles o millones de años y provocaron la deformación. Bajo esas condiciones extremas, las rocas responden plegándose, fracturándose y fluyendo. En este capítulo se consideran las fuerzas tectónicas que forjan las rocas metamórficas y cómo esas rocas cambian de aspecto, composición mineral y a veces incluso de composición química media.

Extensas áreas de rocas metamórficas afloran en todos los continentes en unas regiones relativamente planas denominadas *escudos*. Esas regiones metamórficas se encuentran en Canadá, Brasil, África, India, Australia y Groenlandia. Además, las rocas metamórficas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, entre ellos los Alpes y los Apalaches, donde constituyen una gran parte del núcleo cristalino de esas montañas. Incluso las partes interiores estables de los continentes que están cubiertas por rocas sedimentarias están sustentadas sobre rocas basales metamórficas. En esos ambientes, las rocas metamórficas están muy deformadas y presentan intrusiones de grandes masas ígneas. De hecho, partes significativas de la corteza continental terrestre están compuestas por rocas metamórficas y rocas ígneas.

A diferencia de algunos procesos ígneos y sedimentarios que tienen lugar en ambientes superficiales o próximos a la superficie, el metamorfismo casi siempre ocurre en zonas profundas del interior de la Tierra, fuera de nuestra observación directa. Pese a este obstáculo significativo, los geólogos han desarrollado técnicas que les han permitido aprender mucho sobre las condiciones bajo las cuales se forman las rocas metamórficas. Por tanto, las rocas metamórficas proporcionan importantes datos sobre los procesos geológicos que actúan dentro de la corteza terrestre y el manto superior.

Metamorfismo



Rocas metamórficas
▼ Introducción

Recordemos, de lo tratado en el apartado sobre el ciclo de las rocas del Capítulo 1, que el metamorfismo es la transformación de un tipo de roca en otro. Las rocas metamórficas se forman a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso de otras rocas metamórficas. Por tanto, todas las rocas metamórficas tienen una **roca madre:** la roca a partir de la cual se formaron.

El **metamorfismo,** que significa «cambio de forma», es un proceso que provoca cambios en la mineralogía, la textura y, a menudo, la composición química de las rocas. El metamorfismo tiene lugar cuando las rocas se someten a un ambiente físico o químico significativamente diferente al de su formación inicial. Se trata de cambios de temperatura y presión (esfuerzo) y la introducción de fluidos químicamente activos. En respuesta a esas nuevas condiciones, las rocas cambian gradualmente hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente. La mayoría de los cambios metamórficos ocurren bajo las temperaturas y presiones elevadas que existen en la zona que empieza a unos pocos kilómetros por debajo de la superficie terrestre y se extiende hacia el manto superior.

El metamorfismo suele progresar de manera incremental, desde cambios ligeros (*metamorfismo de grado bajo*) a cambios notables (*metamorfismo de grado alto*). Por ejemplo, en condiciones de metamorfismo de grado bajo, la roca sedimentaria común *lutita* se convierte en una roca metamórfica más compacta denominada *pizarra*. Las muestras de mano de ambas rocas son a veces difíciles de distinguir, lo cual ilustra que la transición de sedimentaria a metamórfica suele ser gradual y los cambios pueden ser sutiles.

En ambientes más extremos, el metamorfismo produce una transformación tan completa que no puede determinarse la identidad de la roca fuente. En el metamorfismo de grado alto, desaparecen rasgos como los planos de estratificación, los fósiles y las vesículas que puedan haber existido en la roca original. Además, cuando las rocas en zonas profundas (donde las temperaturas son elevadas) son sometidas a presiones dirigidas, se deforman lentamente y se produce una gran variedad de texturas además de estructuras a gran escala como los pliegues.

En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las de fusión de las rocas. Sin embargo, *durante el metamorfismo la roca debe permanecer esencialmente en estado sólido*, pues si se produce la fusión completa, entraríamos en el ámbito de la actividad ígnea.

La mayor parte del metamorfismo ocurre en uno de estos tres ambientes:

1. Cuando una masa magmática intruye en las rocas, tiene lugar el *metamorfismo de contacto o térmico*. Aquí, el cambio es impulsado por un aumento de la temperatura en el interior de la roca huésped que rodea una intrusión ígnea.
2. El *metamorfismo hidrotermal* implica alteraciones químicas que se producen conforme el agua caliente rica en iones circula a través de las fracturas de las rocas. Este tipo de metamorfismo suele estar asociado con la actividad ígnea que proporciona el calor necesario para provocar las reacciones químicas y hacer circular estos fluidos a través de la roca.
3. Durante la formación de montañas, grandes volúmenes de rocas están sometidas a presiones dirigidas y a las elevadas temperaturas asociadas

con deformaciones a gran escala, del denominado *metamorfismo regional.*

El metamorfismo regional, que produce el mayor volumen de rocas metamórficas, tiene lugar en los límites convergentes, donde las placas litosféricas colisionan (*véase* Figura 8.18). Aquí, grandes segmentos de la corteza terrestre se pliegan, se fallan y se metamorfizan enormemente. Además, el enterramiento profundo, junto con el emplazamiento de magmas que se originan en el manto, son los responsables de las temperaturas elevadas que provocan las zonas más intensas de metamorfismo. Las rocas deformadas por metamorfismo regional tienen frecuentemente zonas de metamorfismo de contacto, así como metamorfismo hidrotermal.

Después de considerar los factores del metamorfismo y algunas rocas metamórficas comunes, examinaremos estos y otros ambientes metamórficos.

Factores del metamorfismo



Rocas metamórficas
▼ Factores del metamorfismo

Los agentes del metamorfismo son el *calor*, la *presión (esfuerzo)* y los *fluidos químicamente activos.* Durante el metamorfismo, las rocas suelen estar sometidas simultáneamente a los tres agentes metamórficos. Sin embargo, el grado de metamorfismo y la contribución de cada agente varían mucho de un ambiente a otro.

El calor como factor metamórfico

El factor más importante del metamorfismo es el *calor*, porque proporciona la energía que impulsa los cambios químicos que provocan la recristalización de los minerales existentes o la formación de minerales nuevos. Recordemos del apartado de las rocas ígneas que un aumento de la temperatura hace que los iones del interior de un mineral vibren con mayor rapidez. Incluso en un *sólido* cristalino, en el que los iones están unidos mediante enlaces fuertes, este alto nivel de actividad permite que los átomos individuales migren con mayor libertad dentro de la estructura cristalina.

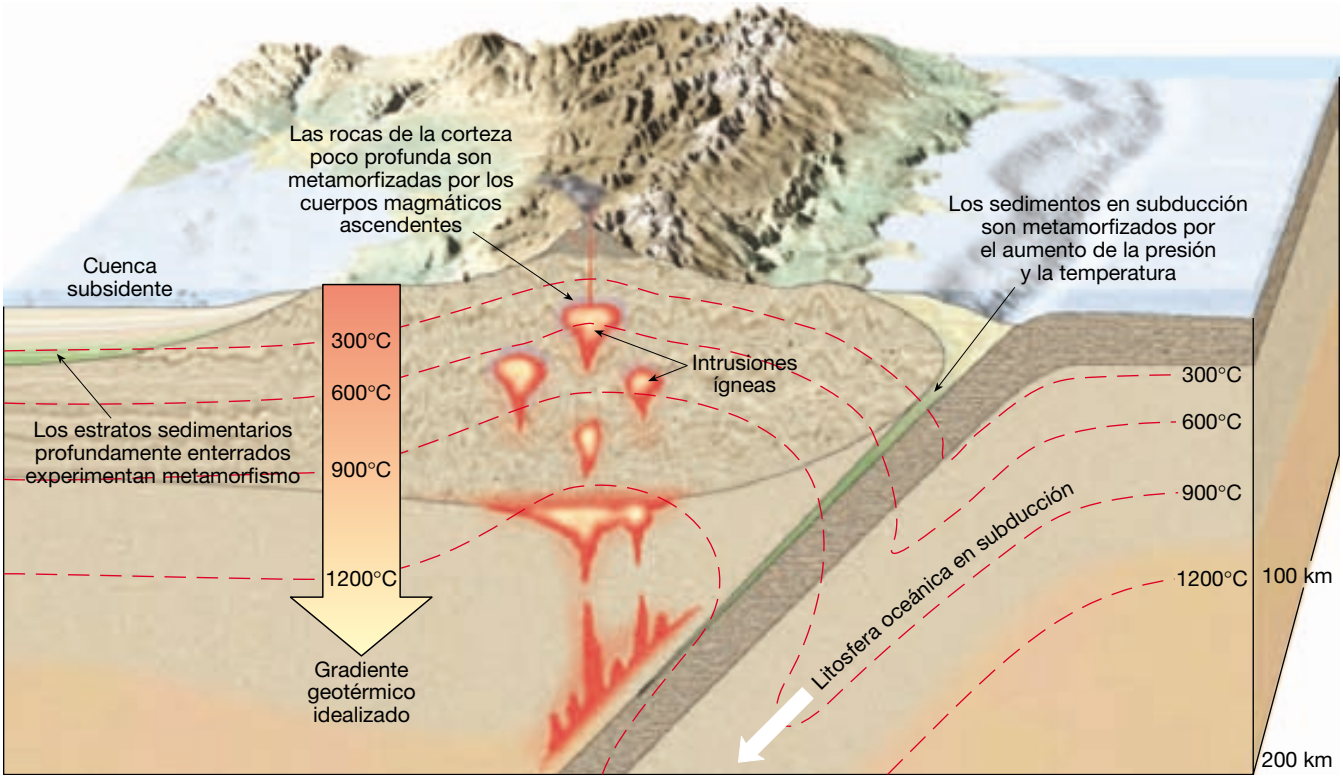
Cambios provocados por el calor El calor afecta a los materiales terrestres, en especial a los que se forman en ambientes de bajas temperaturas, de dos maneras. En primer lugar, fomenta la recristalización de granos minerales individuales, lo cual sucede, en particular, con las arcillas, los sedimentos de grano fino y algunos precipitados químicos. Las temperaturas más elevadas provocan la recristalización cuando los granos más finos tienden a unirse y formar granos de mayor tamaño de la misma mineralogía.

En segundo lugar, el calor puede aumentar la temperatura de una roca hasta el punto en que uno o más de sus minerales ya no son químicamente estables. En estos casos, los iones constituyentes tienden a distribuirse en estructuras cristalinas más estables en el nuevo ambiente de alta energía. Las reacciones químicas de este tipo tienen como consecuencia la creación de nuevos minerales con configuraciones estables que tienen una composición global más o menos equivalente a la de los minerales originales. (En algunos ambientes, los iones quizá migren hacia el interior o el exterior de una unidad rocosa, modificando así su composición química general.)

En resumen, si tuviéramos que atravesar una región de rocas metamórficas (situada en la superficie) desplazándonos en dirección al metamorfismo creciente, podríamos esperar observar dos cambios atribuibles en gran medida al aumento de la temperatura. El tamaño del grano de las rocas se incrementaría y la mineralogía se transformaría de una manera gradual.

Fuentes de calor El calor que causa el metamorfismo de las rocas procede principalmente de la energía liberada por la desintegración radiactiva y la energía térmica almacenada en el interior de la tierra. Recordemos que las temperaturas aumentan con la profundidad a un ritmo conocido como *gradiente geotérmico* (*geo* = Tierra; *therm* = calor). En la corteza superior, este incremento de la temperatura oscila entre 20 °C y 30 °C por kilómetro (Figura 8.1). Por tanto, las rocas que se formaron en la superficie terrestre experimentarán un aumento gradual de la temperatura conforme son transportadas (subducidas) a mayor profundidad (Figura 8.1). Cuando se entierran a una profundidad de unos 8 kilómetros, donde las temperaturas son de 150 °C a 200 °C, los minerales arcillosos tienden a inestabilizarse y empiezan a recristalizar en minerales como la clorita y la moscovita, que son estables en este ambiente. (La clorita es un mineral similar a la mica formado por el metamorfismo de silicatos oscuros.) Sin embargo, muchos silicatos, en especial los que se encuentran en las rocas ígneas cristalinas, como el cuarzo y el feldespato, permanecen estables a esas temperaturas. Por tanto, las transformaciones metamórficas de estos minerales ocurren, en general, a profundidades mucho mayores.

Los ambientes donde las rocas pueden ser transportadas a grandes profundidades y calentarse son los bordes de placa convergentes, donde están siendo subducidos fragmentos de corteza oceánica cargados de sedimentos. Además, es posible que las rocas sean enterradas en grandes cuencas donde la subsidencia gradual da origen a acumulaciones muy gruesas de sedimentos (Figura 8.1). Se sabe que en esos lugares, como por ejemplo el Golfo de



▲ **Figura 8.1** Ilustración del gradiente geotérmico y su papel en el metamorfismo. Obsérvese cómo el gradiente geotérmico disminuye por la subducción de la litosfera oceánica comparativamente fría. Por el contrario, el calentamiento térmico es evidente cuando el magma intruye en la corteza superior.

México, se desarrollan condiciones metamórficas cerca de la base de la cuenca.

Además, las colisiones continentales, que causan el engrosamiento de la corteza, hacen que las rocas queden enterradas profundamente, donde las temperaturas elevadas pueden provocar la fusión parcial (Figura 8.21).

El calor también puede ser transportado desde el manto hasta incluso las capas más someras de la corteza. Las plumas ascendentes del manto, que afloran en las dorsales centrooceánicas, y el magma generado por la fusión parcial del manto en las zonas de subducción son tres ejemplos (Figura 8.1). En general, siempre que se forman magmas y éstos ascienden a un ritmo lento hacia la superficie, se produce metamorfismo. Cuando intruye en rocas relativamente frías en zonas poco profundas, el magma «cuece» la roca caja. Este proceso, denominado *metamorfismo de contacto*, se considerará más adelante en este capítulo.

Presión y esfuerzo diferencial

La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad conforme aumenta el grosor de las rocas suprayacentes. Las rocas enterradas están sometidas a una

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Qué temperatura se alcanza en las profundidades de la corteza?

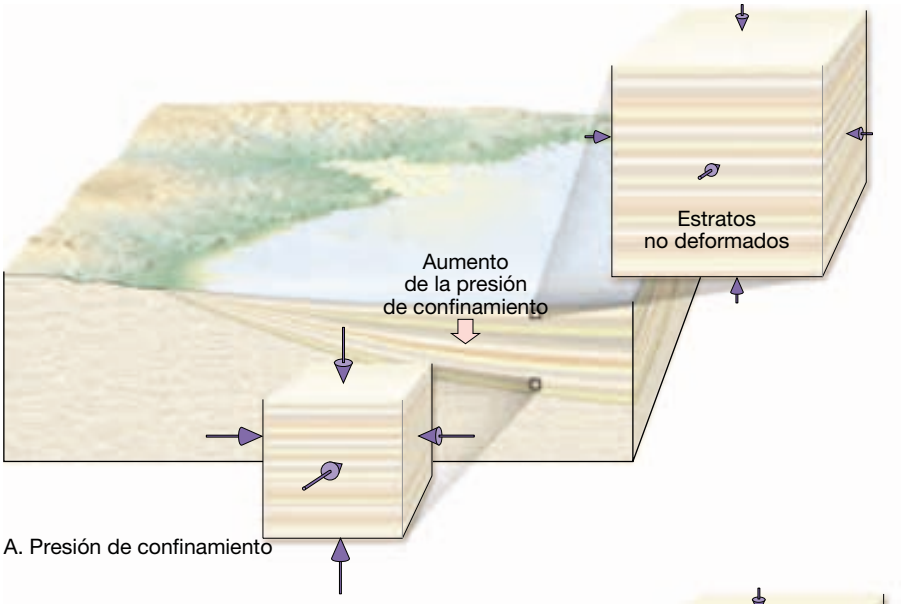
El aumento de la temperatura con la profundidad, basado en el gradiente geotérmico, puede expresarse de la siguiente manera: *a más profundidad, más calor*. Los mineros han observado esta relación en las minas profundas y en los sondeos. En la mina más profunda del mundo (la mina Western Deep Levels, en Suráfrica, con 4 kilómetros de profundidad), la temperatura de las rocas es tan elevada que puede quemar la piel humana. De hecho, los mineros suelen trabajar en parejas: uno extrae la roca y el otro hace funcionar un gran ventilador que mantiene frío al compañero.

La temperatura es incluso más elevada en el fondo del sondeo más profundo del mundo, que se completó en la península Kola de Rusia en 1992 y que se adentra hasta la distancia récord de 12,3 kilómetros. A esta profundidad la temperatura es de 245 °C, mucho más elevada que el punto de ebullición del agua. Lo que impide que el agua hierva es la elevada presión de confinamiento que existe a esa profundidad.

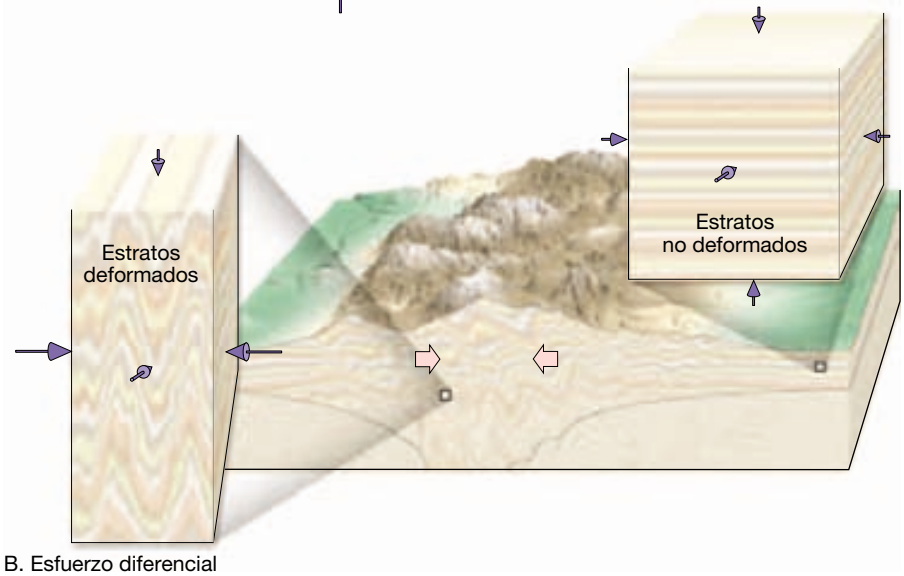
presión de confinamiento, que es análoga a la presión hidrostática, donde las fuerzas se aplican por igual en todas las direcciones (Figura 8.2A). Cuanto más se profundiza en el océano, mayor es la presión de confinamiento. Lo mismo ocurre en el caso de las rocas enterradas. La presión de confinamiento cierra los espacios entre los granos minerales, dando lugar a una roca más compacta con una mayor densidad (Figura 8.2A). Además, a grandes profundidades, la presión de confinamiento puede hacer que los minerales recristalicen en nuevos minerales con una estructura cristalina más compacta. No obstante, la presión de confinamiento *no* pliega ni deforma las rocas.

Además de la presión de confinamiento, las rocas pueden estar sometidas también a presiones dirigidas. Eso sucede, por ejemplo, en los bordes de placa convergentes, donde las placas litosféricas colisionan. Aquí, las fuerzas que deforman la roca son desiguales en distintas direcciones y se las denomina **esfuerzo diferencial.** (En el Capítulo 10 se trata con mayor profundidad el concepto de *esfuerzo*, que es una fuerza por área de unidad.)

A diferencia de la presión de confinamiento, que «comprime» la roca por igual en todas las direcciones, los esfuerzos diferenciales son mayores en una dirección que en las demás. Como se muestra en la Figura 8.2B, las rocas sometidas a esfuerzo diferencial se acortan en la dirección de la mayor presión y se alargan en la dirección perpendicular a dicha presión. Como consecuencia, las rocas implicadas suelen *plegarse* o *aplastarse* (como cuando se pisa una pelota de goma). A lo largo de los bordes de placa convergentes, el mayor esfuerzo diferencial se ejerce



A. Presión de confinamiento



B. Esfuerzo diferencial

◀ **Figura 8.2** La presión (esfuerzo) como agente metamórfico. **A.** En un ambiente deposicional, conforme aumenta la presión de confinamiento, las rocas se deforman al reducir su volumen. **B.** Durante la formación de montañas, el esfuerzo diferencial acorta y deforma los estratos rocosos.

más o menos horizontalmente en la dirección del movimiento de las placas, y se aplica la menor presión en la dirección vertical. Por consiguiente, en estos lugares la corteza se acorta (horizontalmente) y engrosa mucho (verticalmente).

En los ambientes superficiales, donde las temperaturas son comparativamente bajas, las rocas son *frágiles* y tienden a fracturarse cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. La deformación continuada tritura y pulveriza los granos minerales en fragmentos pequeños. Por el contrario, en ambientes de temperaturas elevadas las rocas son *dúctiles*. Cuando las rocas exhiben un comportamiento dúctil, sus granos minerales tienden a aplanarse y a alargarse cuando son sometidos a un esfuerzo diferencial (Figura 8.3). Eso explica su capacidad para deformarse fluyendo (más que fracturándose) para generar pliegues complicados. Como veremos, el esfuerzo diferencial también representa un importante papel en el desarrollo de las texturas metamórficas.

Fluidos químicamente activos

Se cree que los fluidos compuestos principalmente de agua y otros componentes volátiles, como el dióxido de carbono, representan un papel importante en algunos tipos de metamorfismo. Los fluidos que rodean los granos minerales actúan como catalizadores y provocan la recristalización fomentando la migración iónica. En ambientes cada vez más calientes, estos fluidos ricos en iones se vuelven proporcionalmente más reactivos. Cuando se unen dos granos minerales, la parte de sus estructuras cristalinas que se toca es la que recibe una mayor presión. Los iones situados en estos puntos son fácilmente disueltos por los fluidos calientes y migran a lo largo de la superficie del grano hacia los espacios porosos situados entre los granos. Así, los fluidos hidrotermales contribuyen a la recristalización de los granos minerales disolviendo el material procedente de las regiones sometidas a esfuerzos elevados y precipitando (depositando) este material en zonas sometidas a esfuerzos bajos. Como consecuencia, *los minerales tienden a recristalizar y a alargarse más en una dirección perpendicular a los esfuerzos de compresivos.*

Cuando los fluidos calientes circulan libremente a través de las rocas, puede producirse intercambio iónico entre dos capas rocosas adyacentes o los iones pueden migrar a grandes distancias antes de acabar depositándose. Esta última situación es especialmente habitual cuando consideramos los fluidos calientes que escapan durante la cristalización de un plutón ígneo. Si la composición de las rocas que rodean el plutón es claramente distinta de la de los fluidos invasores, puede producirse un intercambio considerable de iones entre los fluidos y la roca caja. Cuando eso sucede, se produce un cambio de la composición global de las rocas circundantes. En estos casos el proceso metamórfico se denomina **metasomatismo.**

¿Cuál es el origen de estos fluidos químicamente activos? El agua es muy abundante en los espacios porosos de la mayoría de rocas sedimentarias, así como en las fracturas de las rocas ígneas. Además, muchos minerales,



▲ **Figura 8.3** Metaconglomerado, también llamado conglomerado de cantos estirados. Estos cantos, que antes eran casi esféricos, se han calentado y se han aplanado hasta convertirse en estructuras alargadas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Se puede considerar una roca metamórfica el hielo glaciar?

¡Sí! Aunque la roca metamórfica suele formarse en ambientes de temperatura elevada, el hielo glaciar es una excepción. Pese a su formación en climas fríos, el hielo glaciar satisface claramente los criterios para ser clasificado como una roca metamórfica. La formación de un glaciar empieza cuando los cristales de nieve se transforman en una masa mucho más densa de pequeñas partículas de hielo denominada *firn*. A medida que se va añadiendo más nieve a la pila, la presión sobre las capas inferiores promueve la recristalización (metamorfismo) del firn, produciendo cristales de hielo entrelazados más grandes. Además, el movimiento glaciar es un ejemplo de flujo dúctil en estado sólido, otra característica de las rocas metamórficas. La deformación interna y la recristalización de los cristales de hielo individuales facilitan el flujo dúctil. El flujo dúctil resultante suele hacerse visible porque podemos ver las capas sucias deformadas en el interior del hielo. Estas estructuras son parecidas a los pliegues que exhiben las rocas metamórficas más «típicas».

como las arcillas, las micas y los anfíboles están *hidratados* (*hydra* = agua) y, por tanto, contienen agua en sus estructuras cristalinas. Las temperaturas elevadas asociadas con un metamorfismo de grado bajo a moderado causan la deshidratación de estos minerales. Una vez expulsada, el agua se mueve a lo largo de las superficies de los granos individuales y está disponible para facilitar el transporte iónico. No obstante, en los ambientes metamórficos de alto grado, en los que las temperaturas son extremas, estos fluidos pueden ser expulsados de las rocas. Recordemos que cuando se subduce la corteza oceánica a profundidades de unos 100 kilómetros, el agua expulsada de estas capas migra hacia la cuña del manto suprayacente, donde provoca la fusión.

La importancia del protolito

La mayoría de rocas metamórficas tienen la misma composición química general que la roca a partir de la que se formaron, excepto por la posible pérdida o adquisición de volátiles como el agua (H_2O) y el dióxido de carbono (CO_2). Por ejemplo, el metamorfismo de una lutita da como resultado una pizarra, en la que los minerales arcillosos recristalizan y forman micas. (Los cristales minúsculos de cuarzo y feldespato que se encuentran en la lutita no se alteran en la transformación de la lutita en pizarra y, por tanto, permanecen intermezclados con las micas.) Aunque la mineralogía cambia en la transformación de la lutita en pizarra, la composición química general de la pizarra es comparable a la de la roca de la que derivó. Además, cuando la roca origen tiene una composición máfica, como el basalto, el producto metamórfico puede ser rico en minerales que contengan hierro y magnesio, a menos, por supuesto, que se haya producido una pérdida importante de estos átomos.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Pueden contener fósiles las rocas metamórficas?

En algunas ocasiones, sí. Si una roca sedimentaria que contiene fósiles experimenta metamorfismo de grado bajo, los fósiles originales pueden ser todavía reconocibles. Conforme aumenta el grado de metamorfismo, los fósiles (así como los planos de estratificación, las vesículas y otros rasgos de la roca madre) suelen destruirse. Cuando hay fósiles en las rocas metamórficas, proporcionan pistas útiles para determinar el tipo de roca original y su ambiente de deposición. Además, los fósiles que se han deformado durante el metamorfismo dan una idea de hasta qué punto se ha deformado la roca.

Además, la composición mineral del protolito determina, en gran medida, la intensidad con que cada agente metamórfico provocará cambios. Por ejemplo, cuando el magma se abre camino en el interior de la roca huésped, las temperaturas elevadas y los fluidos ricos en iones asociados tienden a alterar la roca caja. Cuando esta última está compuesta de minerales que son comparativamente no reactivos, como los granos de cuarzo que se encuentran en la cuarzoarenita limpia, se producen muy pocas alteraciones. Sin embargo, si la roca caja es una caliza «impura» que contiene abundante arcilla rica en sílice, la calcita ($CaCO_3$) de la caliza puede reaccionar con la sílice (SiO_2) de las arcillas y forma wollastonita ($CaSiO_3$) y dióxido de carbono (CO_2). En esta situación la zona con metamorfismo puede extenderse varios kilómetros desde el cuerpo magmático.

Texturas metamórficas



Rocas metamórficas
▼ Cambios de textura y mineralógicos

Recordemos que el término **textura** se utiliza para describir el tamaño, la forma y la distribución de las partículas que constituyen una roca. La mayoría de rocas ígneas y muchas rocas sedimentarias están compuestas de granos minerales que tienen una orientación aleatoria y, por tanto, parecen iguales cuando se observan desde cualquier dirección. Por el contrario, las rocas metamórficas deformadas que contienen minerales con hábito planar (micas) y/o minerales alargados (anfíboles) en general muestran alguna clase de *orientación* preferente en la que los granos minerales presentan un alineamiento paralelo a subparalelo. Como un puñado de lápices, las rocas que contienen minerales alargados orientados en paralelo unos con respecto a los otros tendrán un aspecto distinto al observarse lateralmente o frontalmente. Se dice que una roca que muestra una orientación preferente de sus minerales posee *foliación*.

Foliación

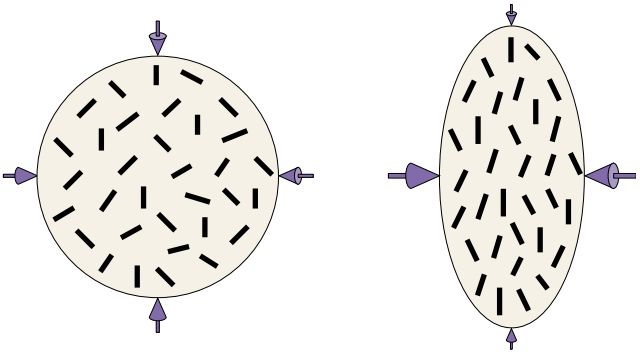
El término **foliación** (*foliatus* = en forma de hoja) se refiere a cualquier disposición planar (casi plana) de los granos minerales o los rasgos estructurales del interior de una roca. Aunque hay foliación en algunas rocas sedimentarias e incluso en unos pocos tipos de rocas ígneas, es una característica fundamental de las rocas que han experimentado metamorfismo regional, es decir, unidades rocosas que se han plegado y se han deformado enormemente. En los ambientes metamórficos, la foliación es provocada, en última instancia, por los esfuerzos compresivos que acor-

tan las masas rocosas, haciendo que los granos minerales de las rocas preexistentes desarrollen alineamientos paralelos o casi paralelos. Son ejemplos de foliación el alineamiento paralelo de los minerales con hábito planar y/o los minerales alargados; el alineamiento paralelo de las partículas minerales y los cantos aplanados; el bandeado composicional donde la separación de los minerales oscuros y claros genera un aspecto laminar, y la pizarrosidad cuando las rocas se separan con facilidad en capas delgadas y tabulares a lo largo de superficies paralelas. Estos distintos tipos de foliación se pueden formar de muchas maneras distintas, como:

1. Rotación de los granos minerales alargados o de hábito planar hacia una nueva orientación.
2. Recristalización de los minerales para formar nuevos granos que crecen en la dirección de la orientación preferente.
3. Cambios de forma en granos equidimensionales a formas alargadas que se alinean en una orientación preferente.

De estos mecanismos, el más fácil de imaginar es la rotación de los granos minerales. En la Figura 8.4 se ilustran los mecanismos por medio de los cuales rotan los minerales alargados o con hábito planar. Nótese que el nuevo alineamiento es más o menos perpendicular a la dirección del acortamiento máximo. Aunque la rotación física de los minerales planares contribuye al desarrollo de la foliación en el metamorfismo de grado bajo, en ambientes más extremos dominan otros mecanismos.

Recordemos que la recristalización es la creación de nuevos granos minerales a partir de los antiguos. Durante la transformación de la lutita en pizarra, los minúsculos minerales arcillosos (estables en la superficie) recristalizan en diminutos microcristales de clorita y mica (estables a temperaturas y presiones más elevadas). En algunos lugares los granos antiguos se disuelven y migran a un lugar distinto, donde precipitan y forman nuevos granos minerales. Los crecimientos de nuevos granos minerales tienden a desarrollarse sobre cristales antiguos de estructura similar por lo que crecen con la misma orientación que los más antiguos. De esta manera, el nuevo crecimiento «imita» el de los granos antiguos y potencia cualquier orientación preferente anterior. Sin embargo, la recristalización que acompaña a la deformación suele tener como resultado una *nueva* orientación preferente. Conforme las masas rocosas se pliegan y, en general, se acortan durante el metamorfismo, los minerales alargados y de hábito planar tienden a recristalizar perpendicularmente a la dirección del esfuerzo máximo.



▲ **Figura 8.4** Rotación mecánica de granos minerales planares o alargados. **A.** Los granos minerales existentes mantienen su orientación aleatoria si la fuerza se aplica uniformemente. **B.** Conforme el esfuerzo diferencial hace que las rocas se aplasten, los granos minerales rotan hacia el plano de aplastamiento.

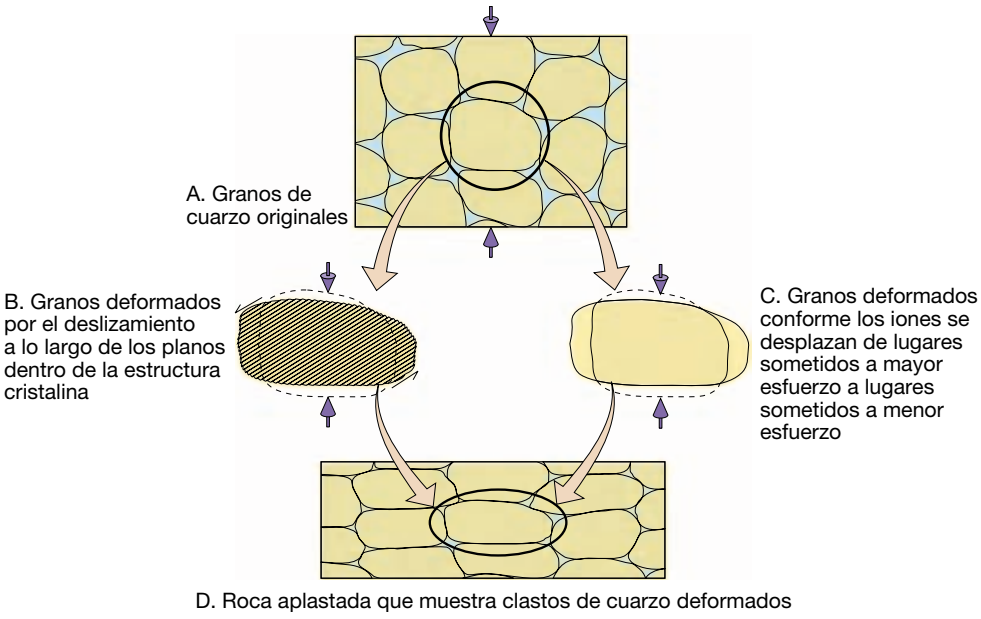
Los mecanismos que modifican las formas de los granos individuales son especialmente importantes para el desarrollo de las orientaciones preferentes de las rocas que contienen minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino. Cuando la presión actúa sobre estos minerales, desarrollan granos alargados que se alinean en una dirección paralela al aplastamiento máximo (Figura 8.5). Este tipo de deformación se produce en ambientes con temperaturas elevadas donde predomina la deformación dúctil (en oposición a la fracturación frágil).

Conforme unidades de la estructura cristalina de un mineral se deslizan las unas con respecto a las otras a lo largo de planos específicos, puede producirse un cambio en la forma del grano, deformando así el grano, como se muestra en la Figura 8.5B. Este tipo de flujo plástico de estado sólido gradual implica un deslizamiento que altera la red cristalina a medida que cambian las posiciones de los átomos o los iones. En general, esto implica la rotura de los enlaces químicos existentes y la formación de enlaces nuevos. Además, la forma de un mineral puede cambiar conforme los iones se mueven desde un punto a lo largo del borde del grano que está sometido a una gran presión hacia una posición en el mismo grano con menor presión (Figura 8.5C). Este tipo de deformación sucede por la transferencia de masa de un lugar a otro. Como cabría esperar, los fluidos químicamente activos colaboran con este mecanismo, que es un tipo de recristalización.

Texturas foliadas

Existen varios tipos de foliación, dependiendo del grado de metamorfismo y de la mineralogía de la roca original. Consideraremos tres de ellos: *pizarrosidad*, *esquistosidad* y *bandeado gnéisico*.

Pizarrosidad (slaty cleavage) El término **pizarrosidad** se refiere a las superficies planares muy juntas a lo largo de



◀ **Figura 8.5** Desarrollo de las orientaciones preferentes en minerales como el cuarzo, la calcita y el olivino. **A.** La deformación dúctil (aplastamiento) de estos granos minerales más o menos equidimensionales puede producirse de dos maneras. **B.** El primer mecanismo es un flujo plástico en estado sólido que implica el deslizamiento intracristalino de unidades individuales en el interior de cada grano. **C.** El segundo mecanismo implica la disolución del material procedente de áreas de esfuerzo elevado y la deposición de ese material en lugares de bajo esfuerzo. **D.** Ambos mecanismos modifican la forma de los granos, pero el volumen y la composición de cada grano permanece, en esencia, igual.

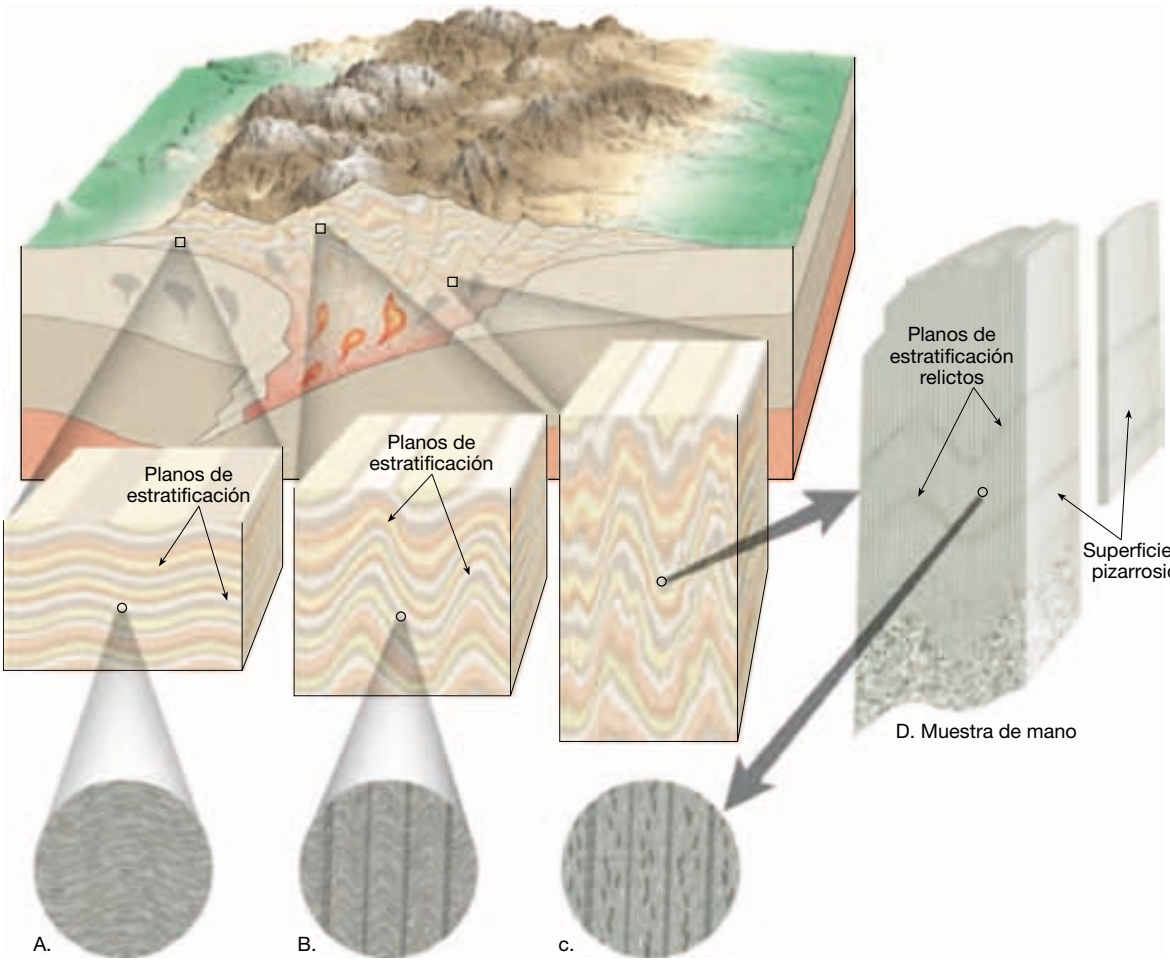
las cuales las rocas se separan en capas delgadas y tabulares cuando se las golpea con un martillo. La pizarrosidad aparece en varias rocas metamórficas pero se observa mejor en las pizarras que exhiben una propiedad de separación excelente, denominada **clivaje.**

Según el ambiente metamórfico y la composición del protolito, la pizarrosidad se desarrolla de diferentes maneras. En un ambiente metamórfico de grado bajo, se sabe que la pizarrosidad se desarrolla cuando los estratos de lutita (y las rocas sedimentarias relacionadas) son metamorfizadas y plegadas para formar una pizarra. El proceso empieza cuando los granos planares se pliegan y se doblan, generando pliegues microscópicos que tienen flancos (lados) más o menos alineados (Figura 8.6). Una ulterior deformación intensifica este nuevo alineamiento a medida que los granos antiguos se rompen y recristalizan preferentemente en la dirección de la orientación recién desarrollada. De esta manera, se desarrollan en la roca estrechas zonas paralelas donde se concentran las briznas de mica. Estas estructuras planares alternan con zonas que contienen cuarzo y otros granos minerales que no exhiben una orientación lineal pronunciada. Es a lo largo de estas zonas muy delgadas, donde los minerales planares muestran un alineamiento paralelo, donde la pizarra se separa.

Dado que en general la pizarra se forma durante el metamorfismo de grado bajo de la lutita, suelen conservarse restos de los planos de estratificación sedimentarios originales. No obstante, como se muestra en la Figura 8.6D, la orientación de la pizarrosidad suele desarrollarse en un ángulo oblicuo al de la estratificación sedimentaria original. Por tanto, a diferencia de la lutita, que se separa a lo largo de planos de estratificación, la pizarra suele separarse a través de ellos. Otras rocas metamórficas, como los esquistos y los gneises, también se separan a lo largo de las superficies planares y, por tanto, exhiben clivaje.

Esquistosidad Bajo regímenes de presión y temperatura más extremos, los pequeños granos de mica y clorita de las pizarras empiezan a crecer mucho. Cuando estos minerales planares crecen lo bastante como para poder observarse a simple vista y exhiben una estructura planar o laminar, se dice que la roca muestra un tipo de foliación llamada **esquistosidad.** Las rocas con esta textura se denominan *esquistos.* Además de los minerales planares, el esquisto suele contener partículas deformadas de cuarzo y feldespato que aparecen como granos planos o en forma de lente escondidos entre los granos de mica.

Bandeado gnéisico Durante el metamorfismo de grado alto, las migraciones iónicas pueden provocar la segregación de los minerales, como se muestra en la Figura 8.7, inferior derecha. Obsérvese que los cristales oscuros de biotita y los silicatos claros (cuarzo y feldespato) están separados, dando a la roca un aspecto bandeado, conocido como **bandeado gnéisico** o **foliación** (s.s.). Las rocas metamórficas con este tipo de texturas se denominan *gneises.* Aunque son foliados, los gneises no se separarán en planos con tanta facilidad como las pizarras y algunos esquistos. Los gneises que sí se lajan tienden a romperse en una dirección paralela a su foliación y muestran superficies ricas en mica parecidas al esquisto.



▲ **Figura 8.6** Desarrollo de un tipo de pizarrosidad. A medida que la lutita va experimentando un intenso plegamiento (**A, B**) y metamorfismo para formar pizarra, las escamas de mica en desarrollo se doblan en micropliegues. **C.** Un ulterior metamorfismo provoca la recristalización de los granos de mica a lo largo de los flancos de estos pliegues para intensificar la foliación. **D.** La muestra de mano de pizarra ilustra la pizarrosidad y su orientación en relación con las superficies de estratificación anteriores.



▲ **Figura 8.7** Esta roca muestra una textura gnéisica. Obsérvese que los granos oscuros de biotita y los silicatos claros están segregados, dando a la roca un aspecto bandeado o estratificado. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Otras texturas metamórficas

No todas las rocas metamórficas tienen texturas foliadas. Las que *no* tienen se denominan **no foliadas.** Las rocas metamórficas no foliadas se desarrollan en general en ambientes donde la deformación es mínima y los protolitos están compuestos por minerales que presentan cristales equidimensionales, como el cuarzo o la calcita. Por ejemplo, cuando una caliza de grano fino (formada por calcita) se metamorfiza por la intrusión de una masa magmática caliente, los pequeños granos de calcita recristalizan y forman cristales entrelazados más grandes. La roca resultante, el *mármol*, presenta unos granos grandes y equidimensionales, orientados aleatoriamente, parecidos a los de las rocas ígneas de grano grueso.

Otra textura común en las rocas metamórficas son unos granos especialmente grandes, llamados *porfidoblastos*, rodeados por una matriz de grano fino de otros minerales.

Las **texturas porfidoblásticas** se desarrollan en una gran variedad de tipos de rocas y de ambientes metamórficos cuando los minerales del protolito recristalizan y forman nuevos minerales. Durante la recristalización algunos minerales metamórficos, como el granate, la estaurolita y la andalucita, desarrollan invariablemente *una pequeña cantidad de cristales muy grandes.* Por el contrario, minerales como la moscovita, la biotita y el cuarzo suelen formar *una gran cantidad de granos muy pequeños.* Por consiguiente, cuando el metamorfismo genera los minerales granate, biotita y moscovita en el mismo ambiente, la roca contendrá cristales grandes (porfidoblastos) de granate embebidos en una matriz de grano fino compuesta de biotita y moscovita (Figura 8.8).

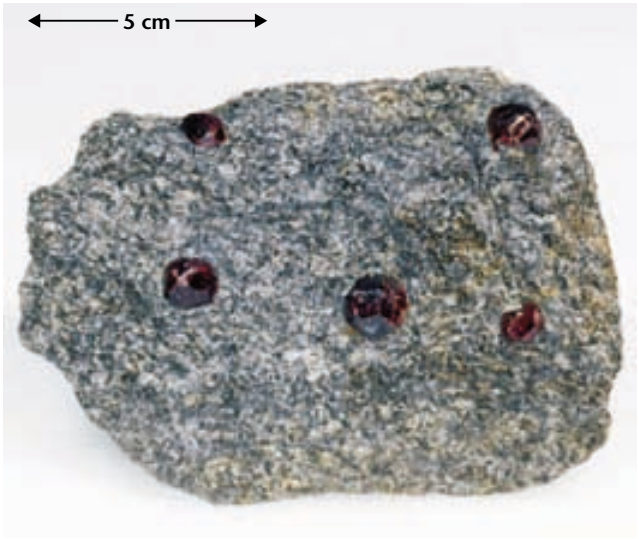
Rocas metamórficas comunes



Rocas metamórficas
▼ Rocas metamórficas comunes

Recordemos que el metamorfismo produce muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento de su densidad, un cambio del tamaño de las partículas, la reorientación de los granos minerales en una distribución planar conocida como foliación y la transformación de minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son importantes desde el punto de vista económico.

Las principales características de algunas rocas metamórficas comunes se resumen en la Figura 8.9. Obsérvese que las rocas metamórficas pueden clasificarse en líneas generales según el tipo de foliación que exhiben y, en menor medida, según la composición química del protolito.



▲ **Figura 8.8** Micaesquisto granatífero. Los cristales rojo oscuro del granate (porfidoblastos) están incrustados en una matriz clara de micas de grano fino. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Rocas foliadas

Pizarra La *pizarra* es una roca foliada de grano muy fino (menos de 0,5 milímetros) compuesta por pequeños cristales de mica demasiado pequeños para ser visibles. Por tanto, en general el aspecto de la pizarra no es brillante y es muy parecido al de la lutita. Una característica destacada de la pizarra es su tendencia a romperse en láminas planas (Figura 8.10).

La pizarra se origina casi siempre por el metamorfismo en grado bajo de lutitas y pelitas. Con menor frecuencia, también se produce por el metamorfismo de las cenizas volcánicas. El color de la pizarra depende de sus constituyentes minerales. Las pizarras negras (carbonáceas) contienen materia orgánica, las pizarras rojas deben su color al óxido de hierro y las verdes normalmente contienen clorita.

Filita La *filita* representa una gradación en el grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto. Sus minerales planares son más grandes que los de la pizarra, pero no lo bastante como para ser fácilmente identificables a simple vista. Aunque la filita parece similar a la pizarra, puede distinguirse con facilidad por su brillo satinado y su superficie ondulada (Figura 8.11). La filita, normalmente, muestra pizarrosidad y está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita, clorita o ambas.

Esquisto Los esquistos son rocas metamórficas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales planares. Habitualmente, las micas moscovita y biotita, que exhiben un alineamiento planar que da a la roca su textura foliada. Además, los esquistos contienen cantidades menores de otros minerales, a menudo cuarzo y feldespato. Hay esquistos formados principalmente de minerales oscuros (anfíboles). Como las pizarras, el protolito de muchos esquistos es la lutita, que ha experimentado un metamorfismo de grado medio a alto durante los episodios importantes de formación de montañas.

Nombre de la roca	Textura	Tamaño de grano	Observaciones	Protolito
Pizarra	Foliada	Muy fino	Pizarrosidad excelente, superficies lisas sin brillo	Lutitas, pelitas
Filita	Foliada	Fino	Se rompe a lo largo de superficies onduladas, brillo satinado	Pizarra
Esquisto	Foliada	Medio a grueso	Predominan los minerales micáceos, foliación escamosa	Filita
Gneis	Foliada	Medio a grueso	Bandeado composicional debido a la segregación de los minerales	Esquisto, granito o rocas volcánicas
Migmatita	Foliada	Medio a grueso	Roca bandeada con zonas de minerales cristalinos claros	Gneis, esquisto
Milonita	Poco foliada	Fino	Cuando el grano es muy fino, parece sílex, suele romperse en láminas	Cualquier tipo de roca
Metaconglomerato	Poco foliada	De grano grueso	Cantos alargados con orientación preferente	Conglomerado rico en cuarzo
Mármol	No foliada	Medio a grueso	Granos de calcita o dolomita entrelazados	Caliza, dolomía
Cuarcita	No foliada	Medio a grueso	Granos de cuarzo fundidos, masiva, muy dura	Cuarzoarenita
Corneana	No foliada	Fino	Normalmente, roca masiva oscura con brillo mate	Cualquier tipo de roca
Antracita	No foliada	Fino	Roca negra brillante que puede mostrar fractura concoide	Carbón bituminoso
Brecha de falla	No foliada	Medio a muy grueso	Fragmentos rotos con una disposición aleatoria	Cualquier tipo de roca

Aumento del metamorfismo

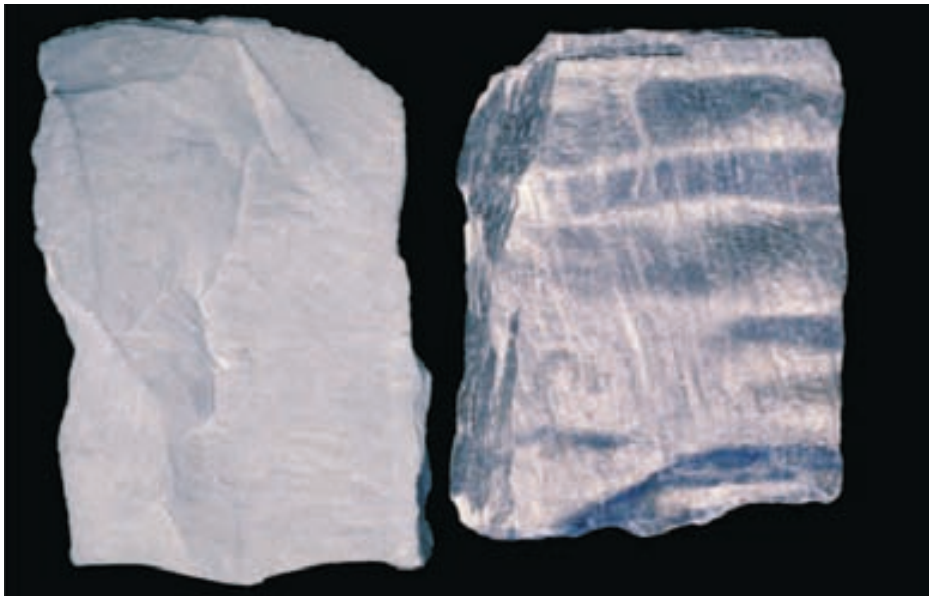
▲ **Figura 8.9** Clasificación de las rocas metamórficas comunes.

El término *esquisto* describe la textura de una roca y se utiliza para describir las rocas que tienen una gran variedad de composiciones químicas. Para indicar la composición, se utilizan también los nombres de sus minerales. Por ejemplo, los esquistos formados fundamentalmente por las micas moscovita y biotita se denominan *micaesquistos* (Figura 8.12). Dependiendo del grado de metamorfismo y de la composición de la roca original, los micaesquistos contienen a menudo *minerales índices*, algunos de los cuales son exclusivos de las rocas metamórficas. Algunos minerales índices comunes que aparecen como porfiroblastos son el *granate*, la *estaurolita* y la *sillimanita*, en cuyo caso la roca se denomina *micaesquisto granatífero*, *micaesquisto estaurolítico* y así sucesivamente (Figura 8.8).

Además, los esquistos pueden estar formados en gran medida por los minerales clorita o talco, en cuyo caso de denominan, respectivamente, *esquistos cloríticos (esquistos verdes)* y *talcoesquistos*. Los esquistos cloríticos y talcoesquistos pueden formarse cuando rocas con una composición basáltica experimentan metamorfismo. Otros contienen el mineral



◀ **Figura 8.10** Dado que la pizarra se rompe en capas planas, tiene varios usos. Aquí, se ha utilizado para construir el techo de esta casa en suiza (Foto de E. J. Tarbuck.)



◀ **Figura 8.11** La filita (izquierda) puede distinguirse de la pizarra (derecha) por su brillo satinado y su superficie ondulada. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 8.12** Micaesquisto. Esta muestra de esquisto está compuesta principalmente de moscovita y biotita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

grafito, que se utiliza para las «minas» de los lapiceros, para elaborar las fibras de grafito (utilizadas en las cañas de pescar) y como lubricante (normalmente para cerraduras).

Gneis *Gneis* es el término aplicado a las rocas metamórficas bandeadas de grano medio a grueso en las que predominan los minerales alargados y granulares (en oposición a los planares). Los minerales más comunes en el gneis son el cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa rica en sodio. La mayoría de gneises también contienen cantidades menores de biotita, moscovita y anfíbol que desarrollan una orientación preferente. Algunos gneises se rompen a lo largo de las capas de los minerales planares, pero la mayoría se rompe de una manera irregular.

Recordemos que, durante el metamorfismo de grado alto, los componentes claros y oscuros se separan, dando a los gneises su aspecto bandeado o laminar caracterís-

tico. Así, la mayoría de gneises están formados por bandas alternantes de zonas blancas o rojizas ricas en feldespato y capas de minerales ferromagnesianos oscuros (*véase* Figura 8.7). Estos gneises bandeados suelen mostrar evidencias de deformación, como pliegues y fallas (Figura 8.13).

La mayoría de los gneises tienen una composición félsica y a menudo derivan de granitos o de su equivalente afanítico, la riolita. Sin embargo, muchos se forman a partir del metamorfismo de grado alto de lutitas. En este caso, los gneises representan la última roca de la secuencia de pizarras, filitas, esquistos y gneises. Como los esquistos, los gneises pueden incluir también grandes cristales de minerales índice como el granate y la estaurolita. También aparecen gneises compuestos mayoritariamente por minerales oscuros como los que forman el basalto. Por ejemplo, una roca rica en anfíbol que tenga una textura gnéisica se denomina *anfibolita*.

Rocas no foliadas

Mármol El *mármol* es una roca metamórfica cristalina de grano grueso que deriva de calizas o dolomías (Figura 8.14). El mármol puro es blanco y está compuesto esencialmente por calcita. Dado su atractivo color y su relativa blandura (dureza de 3), el mármol es fácil de cortar y moldear. El mármol blanco es particularmente apreciado como material para crear monumentos y estatuas, como la famosa estatua de David de Miguel Ángel. Por desgracia, dado que el mármol es básicamente carbonato cálcico, es fácilmente atacado por la lluvia ácida. Algunos monumentos históricos y lápidas muestran ya una intensa meteorización química.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Hace poco ayudé a un amigo a mudarse. Tenía una mesa de billar que pesaba mucho. Dijo que la superficie estaba hecha de pizarra. ¿Es cierto?

Sí, y a tu amigo le debió de costar bastante dinero. Sólo las mesas de billar de la mejor calidad tienen superficies de pizarra. La pizarra, una roca foliada de grano fino compuesta de partículas microscópicas de mica, tiene la capacidad de romperse fácilmente a lo largo de sus planos de pizarrosidad, produciendo capas planas de roca lisa. Es muy preciada para su uso como superficie de mesa de billar, así como de material de construcción para azulejos o tejas.



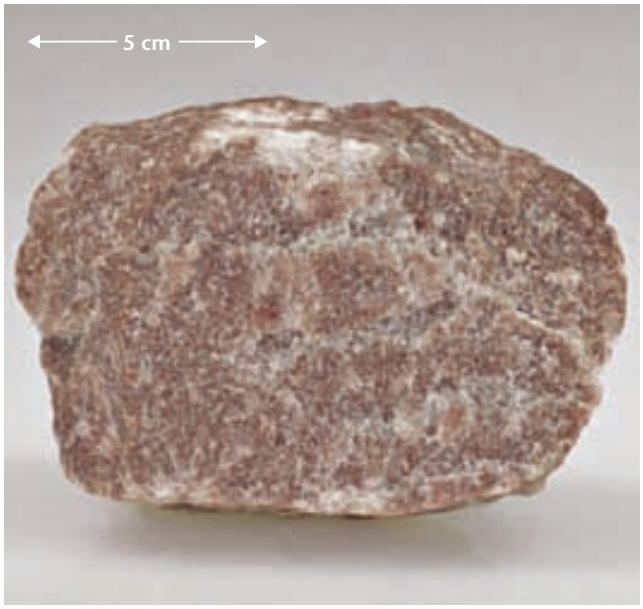
▲ **Figura 8.13** Gneis deformado y plegado, Parque Estatal del Desierto Anza Borrego, California. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)





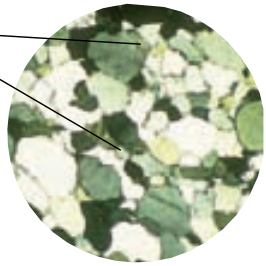
Microfotografía (6,5x)

▲ **Figura 8.14** Mármol, roca cristalina formada por el metamorfismo de calizas. La microfotografía muestra cristales de calcita entrelazados mediante la luz polarizada. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



Granos de cuarzo

Microfotografía (26,6x)
La anchura de la muestra es de 1,23 mm



▲ **Figura 8.15** La cuarcita es una roca metamórfica no foliada formada a partir de la arenisca rica en cuarzo. La microfotografía muestra los granos de cuarzo entrelazados típicos de la cuarcita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

La roca a partir de la cual se forma el mármol a menudo contiene impurezas que tienden a colorear la piedra. Por tanto, el mármol puede ser rosa, gris, verde o incluso negro y puede contener gran diversidad de minerales accesorios (clorita, mica, granate y, normalmente, wollastonita). Cuando el mármol se forma a partir de caliza interestratificada con lutitas, aparece bandeado y muestra una foliación visible. Si se deforman, estos mármoles desarrollan unos pliegues muy apretados y ricos en micas que dan a la roca un diseño bastante artístico. Por tanto, estos mármoles decorativos se han utilizado como piedra de construcción desde los tiempos prehistóricos.

Cuarcita La *cuarcita* es una roca metamórfica muy dura formada a partir de arenisca rica en cuarzo (Figura 8.15). Bajo las condiciones de metamorfismo de grado moderado a elevado, los granos de cuarzo de la arenisca se funden como briznas de vidrio (Figura 8.15). La recristalización es tan completa que cuando se rompe, la cuarcita se escinde a través de los granos de cuarzo originales, en lugar de hacerlo a lo largo de sus límites. En algunos casos se conservan estructuras sedimentarias del tipo de la estratificación cruzada y dan a la roca un aspecto bandeado. La cuarcita pura es blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados, mientras que los granos de minerales oscuros pueden colorearla de gris.

Ambientes metamórficos

Hay algunos ambientes en los que se produce metamorfismo. La mayoría se encuentra en las proximidades de los límites de placa y muchos se asocian con la actividad ígnea. Consideraremos los siguientes tipos de metamorfismo: (1) *metamorfismo térmico o de contacto;* (2) *metamorfismo hidrotermal;* (3) *metamorfismo regional;* (4) *metamorfismo de enterramiento;* (5) *metamorfismo de impacto;* y (6) *metamorfismo dinámico.*

Con la excepción del metamorfismo de impacto, hay coincidencias considerables entre los demás tipos de me-

tamorfismo. Recordemos que el metamorfismo regional se produce donde colisionan las placas litosféricas para generar montañas. Aquí se pliegan y se fracturan grandes segmentos de la corteza terrestre mientras el magma que asciende del manto intruye en ellos. Por tanto, las rocas que se deforman y se metamorfizan en una zona de metamorfismo regional exhiben rasgos metamórficos comunes a otros tipos de metamorfismo.

Metamorfismo térmico o de contacto

El **metamorfismo térmico** o **de contacto** se produce como consecuencia del aumento de la temperatura cuando un magma invade una roca caja. En este caso se forma una zona de alteración denominada **aureola** (*aureolus* = halo dorado) en la roca que rodea el cuerpo magmático (Figura 8.16). Las intrusiones pequeñas, como diques delgados y sills, tienen aureolas de tan sólo unos pocos centímetros de grosor. Por el contrario, los cuerpos magmáticos que forman los batolitos masivos pueden crear aureolas metamórficas que se extienden a lo largo de varios kilómetros.

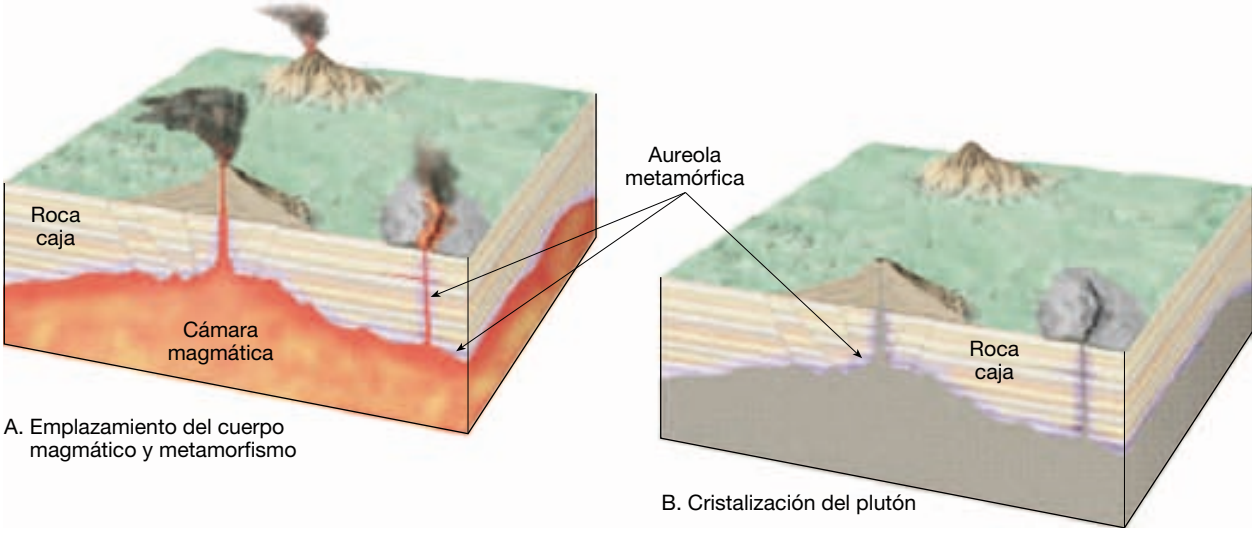
Además del tamaño del cuerpo magmático, la composición mineral de la roca huésped y la disponibilidad de agua afectan en gran medida al tamaño de la aureola. En rocas químicamente activas, como las calizas, la zona de alteración puede tener 10 kilómetros de grosor. Estas grandes aureolas suelen tener distintas *zonas metamórficas*. Cerca del cuerpo magmático, se pueden formar minerales de temperatura elevada como el granate, mientras que los minerales de grado bajo como la clorita se forman en lugares más alejados.

El metamorfismo de contacto se reconoce fácilmente sólo cuando se produce en la superficie o en un ambiente próximo a la superficie, donde el contraste de temperaturas entre el magma y la roca caja es grande. Durante el metamorfismo de contacto los minerales de arcilla se calientan como si estuvieran colocados en un horno, y pueden generar una roca muy dura y de grano fino. Dado que las presiones dirigidas no son un factor fundamental para la formación de estas rocas, generalmente no tienen foliación. El nombre aplicado a la amplia variedad de rocas metamórficas compactas y no foliadas formadas durante el metamorfismo de contacto es el de *corneanas (hornfels)*.

Metamorfismo hidrotermal

Una alteración química llamada **metamorfismo hidrotermal** ocurre cuando los fluidos calientes, ricos en iones circulan a través de las fisuras y las fracturas que se desarrollan en la roca. Este tipo de metamorfismo está estrechamente relacionado con la actividad ígnea, ya que proporciona el calor necesario para hacer circular estas soluciones ricas en iones. Por tanto, el metamorfismo hidrotermal suele producirse en regiones en las que hay grandes plutones.

Conforme estos grandes cuerpos magmáticos se enfrían y se solidifican, se expulsan los iones que no se incorporan a las estructuras cristalinas de los silicatos recién formados, así como los volátiles restantes (agua). Estos fluidos ricos en iones se denominan **soluciones** (*solut* = disolver) **hidrotermales** (*hydra* = agua; *therm* = calor). Además de alterar químicamente la roca caja, los iones de las disoluciones hidrotermales a veces precipitan y forman una variedad de depósitos minerales económicamente importantes.



▲ **Figura 8.16** El metamorfismo de contacto produce una zona de alteración denominada *aureola* alrededor de un cuerpo ígneo intrusivo.

Si estas rocas caja son permeables, como sucede con las rocas carbonatadas como la caliza, estos fluidos pueden extender la aureola varios kilómetros. Además, estas soluciones ricas en silicatos pueden reaccionar con los carbonatos y producir una variedad de minerales silicatados ricos en calcio que forman una roca llamada *skarn*. Recordemos que el proceso metamórfico que altera la composición química general de una unidad rocosa se denomina metasomatismo.

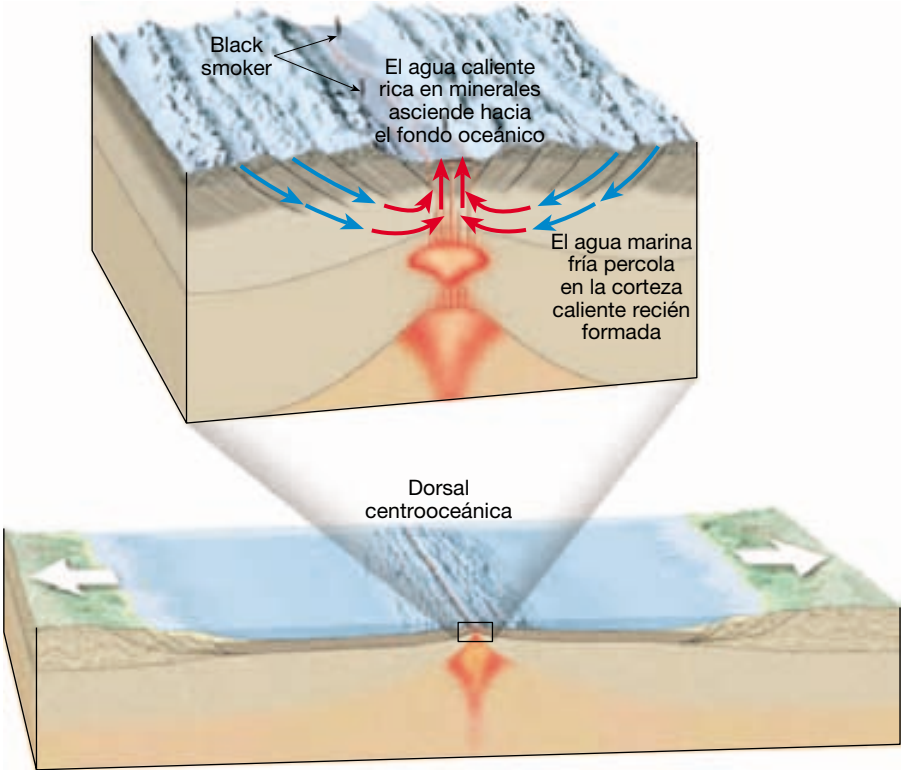
Conforme aumentaba nuestro conocimiento de la tectónica de placas, era cada vez más claro que la mayor incidencia del metamorfismo hidrotermal tiene lugar a lo largo de las dorsales centrooceánicas. Aquí, a medida que las placas se separan, el magma que aflora procedente del manto genera nuevo fondo oceánico. Cuando el agua percola a través de la corteza oceánica joven y caliente, se calienta y reacciona químicamente con las rocas basálticas recién formadas (Figura 8.17). El resultado es la conversión de los minerales ferromagnesianos, como el olivino y el piroxeno, en silicatos hidratados, como la serpentina, la clorita y el talco. Además, las plagioclasas ricas en calcio del basalto se van enriqueciendo cada vez más en sodio a medida que la sal (NaCl) del agua marina intercambia iones sodio por iones calcio.

También se disuelven de la corteza recién formada grandes cantidades de metales, como hierro, cobalto, níquel, plata, oro y cobre. Estos fluidos calientes y ricos en metales acaban ascendiendo a lo largo de las fracturas y brotan del suelo oceánico a temperaturas de alrededor de 350 °C, generando nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas oceánicas*. Al mezclarse con el agua marina fría, los sulfuros y los carbonatados que contienen estos metales pesados precipitan y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales tienen valor económico. Se cree que éste es el origen de los yacimientos de cobre que hoy se explotan en la isla de Chipre.

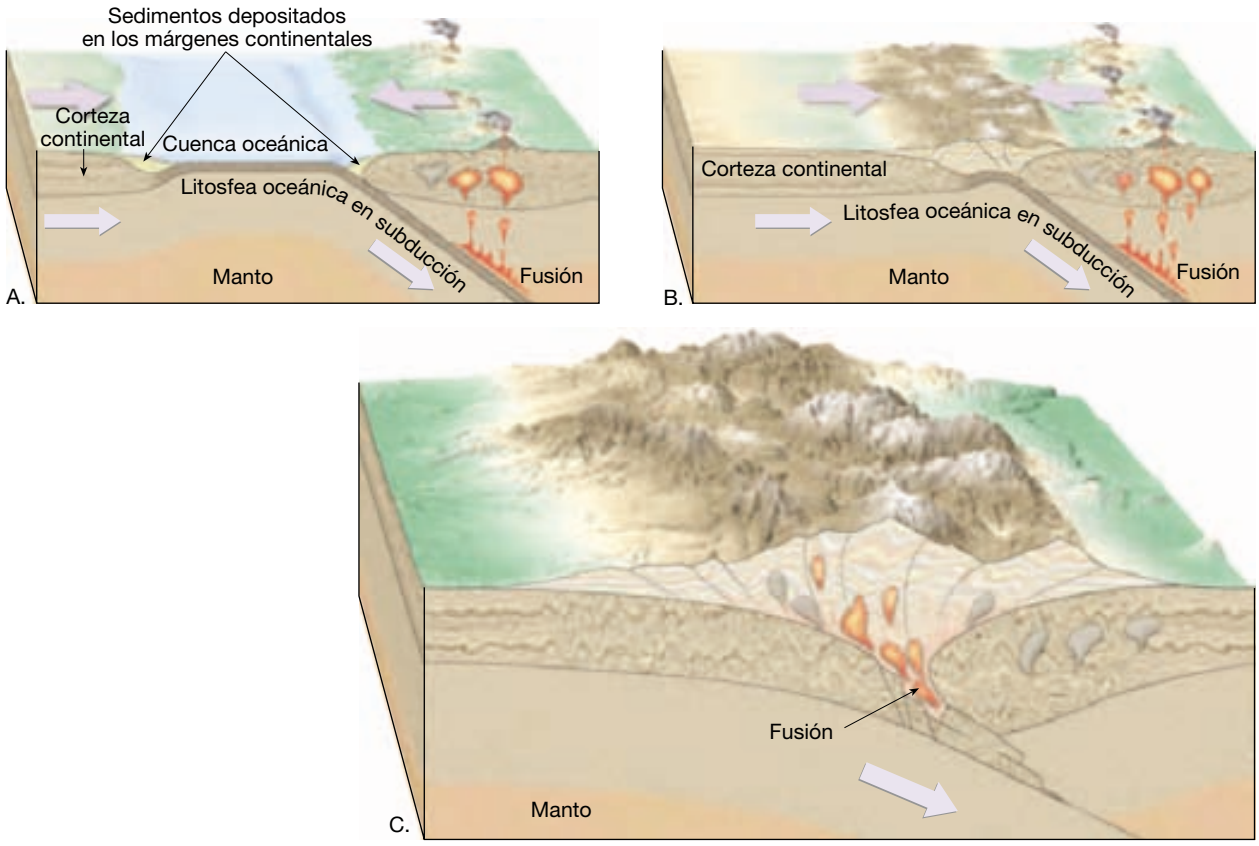
Metamorfismo regional

La mayoría de rocas metamórficas se forman durante el metamorfismo regional asociado con la formación de montañas. Durante esos acontecimientos dinámicos, se deforman intensamente grandes segmentos de la corteza terrestre a lo largo de los bordes de placa convergentes (Figura 8.18). Esta actividad suele tener lugar cuando la litosfera oceánica es subducida y produce arcos insulares o arcos volcánicos continentales y durante las colisiones continentales. (Más adelante en este capítulo se trata el metamorfismo asociado con las zonas de subducción, en la sección titulada «Metamorfismo y tectónica de placas».)

El metamorfismo asociado con las colisiones continentales implica la convergencia de un límite de placa activo con un límite continental pasivo, como se muestra en la Figura 8.18. En general, este tipo de colisiones provo-



◀ **Figura 8.17** Metamorfismo hidrotermal a lo largo de una dorsal centrooceánica.



▲ **Figura 8.18** El metamorfismo regional se produce cuando las rocas son comprimidas entre dos placas convergentes durante la formación de montañas.

ca la deformación intensa de grandes segmentos de la corteza terrestre por las fuerzas compresionales asociadas con el movimiento convergente de las placas. Los sedimentos y las rocas de la corteza que forman los límites de los bloques continentales que colisionan se pliegan y se fracturan, haciendo que estos bloques se acorten y se engrosen como una alfombra arrugada (Figura 8.18). En este suceso suelen intervenir las rocas cristalinas del basamento continental, así como las partes de la corteza oceánica que antes formaban el fondo de una cuenca oceánica.

El engrosamiento general de la corteza se traduce en un ascenso ligero en el que las rocas deformadas se elevan por encima del nivel del mar y forman terreno montañoso. Del mismo modo, el engrosamiento de la corteza tiene como consecuencia el enterramiento profundo de grandes cantidades de roca, ya que los bloques de corteza se colocan los unos debajo de los otros. Aquí, en las raíces de las montañas, las temperaturas elevadas provocadas por el enterramiento profundo son las responsables de la actividad metamórfica más productiva e intensa en el interior de un cinturón montañoso. A menudo, estas rocas enterradas en las profundidades se calientan hasta el punto de fusión. Como consecuencia, se acumula magma hasta formar cuerpos suficientemente grandes como para ascender e intruir las rocas metamórficas y sedimentarias suprayacentes (Figura 8.18). Por consiguiente, los núcleos de muchas cordilleras montañosas están formados por rocas metamórficas plegadas y fracturadas entrelazadas con cuerpos ígneos. Con el tiempo, esas masas rocosas deformadas son elevadas, la erosión elimina el material suprayacente para dejar expuestas las rocas ígneas y metamórficas que comprenden el núcleo central de una cordillera montañosa.

Otros tipos de metamorfismo

Existen otros tipos de metamorfismo que generan cantidades comparativamente menores de rocas metamórficas en concentraciones localizadas.

Metamorfismo de enterramiento El **metamorfismo de enterramiento** se produce en asociación con acumulaciones muy gruesas de estratos sedimentarios en una cuenca subsidente (Figura 8.1). Aquí, se pueden alcanzar las con-

diciones metamórficas de grado bajo en las capas inferiores. La presión de confinamiento y el calor geotérmico provocan la recristalización de los minerales y modifican la textura o la mineralogía de la roca sin deformación apreciable.

La profundidad necesaria para el metamorfismo de enterramiento varía de un lugar a otro, según el gradiente geotérmico predominante. El metamorfismo de grado bajo suele empezar a profundidades de alrededor de 8 kilómetros, donde las temperaturas oscilan entre los 100 °C y los 200 °C. No obstante, en las zonas que muestran gradientes geotérmicos elevados, como en las proximidades del mar Salton en California y en la parte septentrional de Nueva Zelanda, las perforaciones han permitido recoger minerales metamórficos a una profundidad de sólo unos pocos kilómetros.

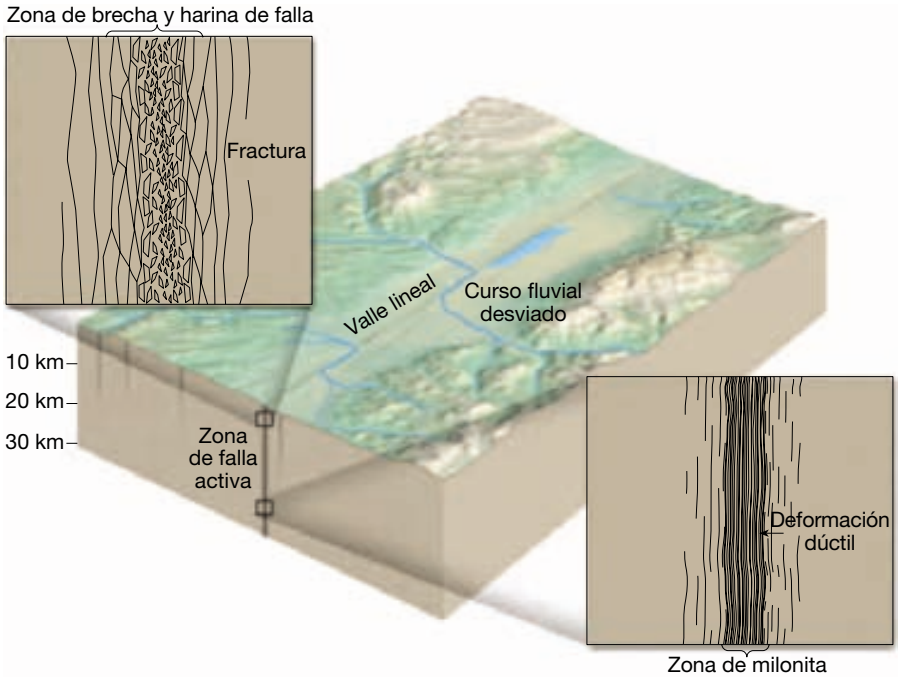
Metamorfismo dinámico Cerca de la superficie, las rocas se comportan como un sólido frágil. Por consiguiente, el movimiento a lo largo de una zona de falla fractura y pulveriza las rocas (Figura 8.19). El resultado es una roca poco consistente denominada *brecha de falla* que está compuesta por fragmentos de roca rotos y aplastados (Figura 8.20). Los movimientos de la falla de San Andrés en California han creado una zona de brecha de falla y de otros tipos de roca parecidos de más de 1.000 kilómetros de longitud y con una anchura de hasta 3 kilómetros.

En algunas zonas de falla poco profundas, también se produce un material suave, no cementado, parecido a la arcilla denominado *harina de falla*. La harina de falla se forma por el triturado y la pulverización del material rocoso durante el movimiento de la falla. El material triturado resultante experimenta una alteración ulterior por el agua subterránea que se infiltra a través de la zona de falla.



▲ **Figura 8.20** Brecha de falla compuesta de fragmentos angulares grandes. Este afloramiento, situado en Titus Canyon, Death Valley, California, se produjo en una zona de falla. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)

Gran parte de esa intensa deformación asociada con las zonas de falla se produce a grandes profundidades y, por tanto, a temperaturas elevadas. En ese ambiente, los minerales preexistentes se deforman dúctilmente (Figura



◀ **Figura 8.19** Metamorfismo en una zona de falla.

8.19). Conforme los grandes bloques de roca se mueven en direcciones opuestas, los minerales de la zona de falla tienden a formar granos alargados que dan a la roca un aspecto foliado o lineado. Las rocas que se forman en estas zonas de deformación dúctil intensa se denominan *milonitas* (*mylo* = molino; *ite* = piedra).

Metamorfismo de impacto El **metamorfismo de impacto** (o *de choque*) se produce cuando unos proyectiles de gran velocidad llamados *meteoritos* (fragmentos de cometas o asteroides) golpean la superficie terrestre. Tras el impacto, la energía cinética del meteorito se transforma en energía térmica y ondas de choque que atraviesan las rocas de alrededor. El resultado es una roca pulverizada, fracturada y a veces fundida. Los productos de estos impactos, llamados *eyecta*, son mezclas de roca fragmentada y fundida ricas en vidrio parecidas a las bombas volcánicas (*véase* Recuadro 8.1). En algunos casos, se encuentran una forma muy densa de cuarzo (*coesita*) y *diamantes* minúsculos. Estos minerales de alta presión proporcionan pruebas convincentes de que han debido alcanzarse, al menos brevemente, en la superficie de la Tierra, presiones y temperaturas al menos tan elevadas como las existentes en el manto superior.



Recuadro 8.1 ▶ Entender la Tierra

El metamorfismo de impacto y las tectitas

Sabemos ahora que los cometas y los asteroides han colisionado con la Tierra con mucha más frecuencia de lo que se había supuesto. Las pruebas: hasta la actualidad se han identificado más de 100 estructuras de impactos gigantes. Anteriormente se creía que muchas de estas estructuras eran el resultado de algún proceso volcánico mal comprendido. La mayoría de estructuras de impactos, como Manicouagan en Québec, son tan antiguas y están tan meteorizadas que ya no parecen un cráter de impacto (*véase* Figura 22.D). Una excepción notable es el cráter Meteor, en Arizona, que parece reciente.

Una señal de los cráteres de impacto es el *metamorfismo de impacto*. Cuando los proyectiles de gran velocidad (cometas, asteroides) impactan contra la superficie de la Tierra, las presiones alcanzan millones de atmósferas y las temperaturas superan transitoriamente los 2.000 °C. El resultado es roca pulverizada, triturada y fundida. Cuando los cráteres de impacto son relativamente frescos, el material expulsado fundido por el impacto y los fragmentos rocosos rodean el punto de impacto. Aunque la mayor parte del material se deposita cerca de su origen, algunos materiales expulsados pueden recorrer grandes distancias. Un ejemplo son las *tectitas* (*tektos* = fundido), esferas de vidrio rico en sílice, algunas de las cuales han sido moldeadas aerodinámicamente como lágrimas durante el vuelo (Figura 8.A). La mayoría de tectitas no miden más de unos pocos centímetros de diámetro y son de color negro azabache a verde oscuro o amarillentos. En Australia, millones de tectitas cubren una zona siete veces mayor que Texas. Se han identificado varios agrupamientos de tectitas de este tipo en todo el mundo, uno de los cuales abarca casi la mitad del perímetro del globo.

No se han observado caídas de tectitas, de modo que no se conoce con certeza su origen. Dado que el contenido de sílice de las tectitas es mucho más elevado que el del vidrio volcánico (obsidiana), es improbable que tengan un origen volcánico. La mayoría de investigadores coincide en que las tectitas son el resultado de los impactos de grandes proyectiles.

Según una hipótesis las tectitas tienen un origen extraterrestre. Los asteroides pueden haber golpeado la Luna con tal fuerza que los materiales expulsados «salpicaron» con la fuerza suficiente para escapar de la gravedad de la Luna. Otros argumentan que las tectitas son terrestres, pero puede objetarse que algunos agrupamientos, como el de Australia, no tienen un cráter de impacto identificable. Sin embargo, el objeto que produjo las tectitas australianas pudo haber golpeado la plataforma continental, dejando el cráter fuera de la vista, por debajo del nivel del mar. Las pruebas que respaldan el origen terrestre son las tectitas del oeste de África que parecen ser de la misma edad que un cráter existente en la misma región.



▲ **Figura 8.A** Tectitas recuperadas del altiplano Nullarbor, Australia. (Foto de Brian Mason/Institución Smithsoniana.)

Zonas metamórficas

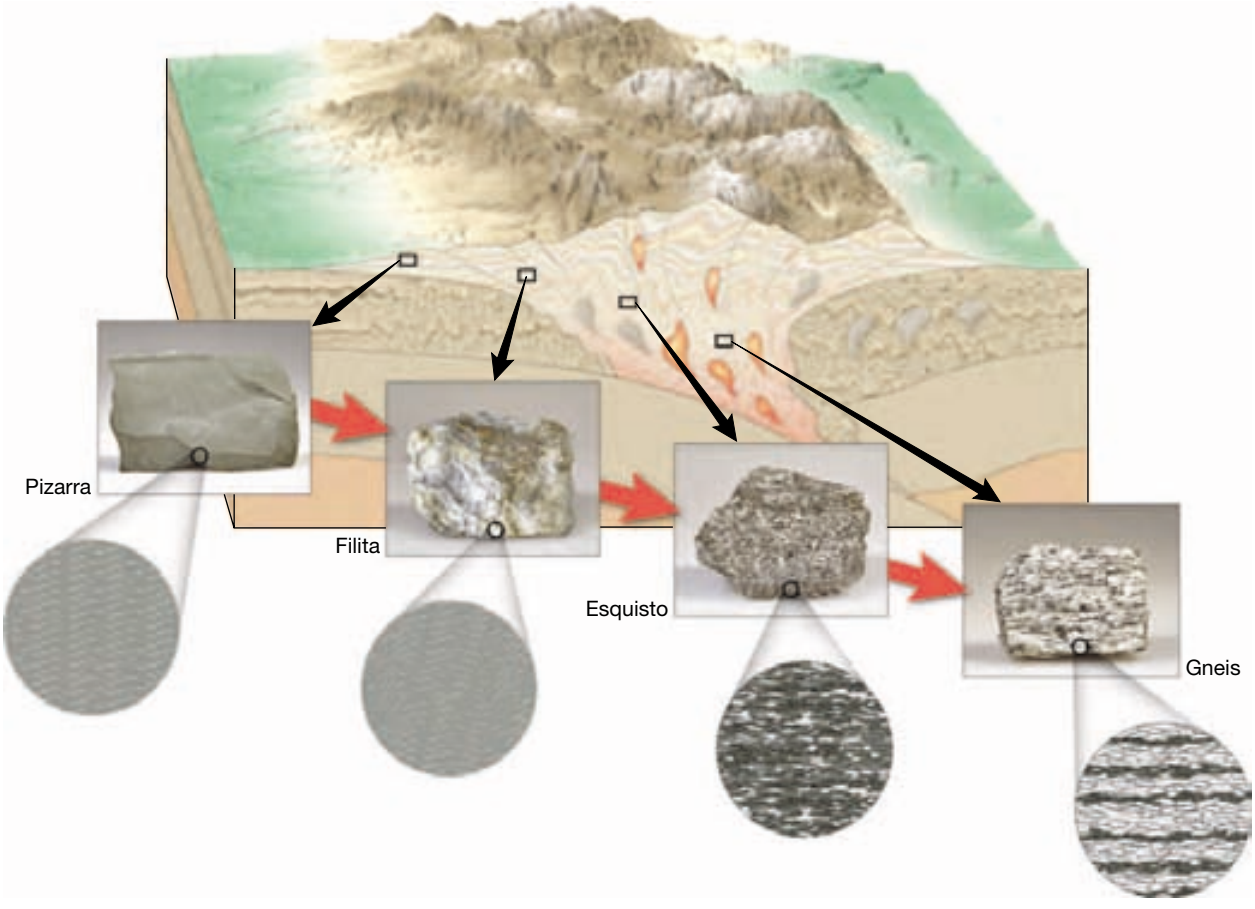
En las zonas afectadas por metamorfismo, suelen existir variaciones sistemáticas en la mineralogía y la textura de las rocas que puede observarse al atravesar la región. Estas diferencias tienen una clara relación con las variaciones en el grado de metamorfismo experimentado en cada zona metamórfica.

Variaciones de textura

Por ejemplo, cuando empezamos con una roca sedimentaria rica en arcillas como la lutita, un aumento gradual de la intensidad metamórfica va acompañado de un aumento general del tamaño del grano. Por tanto, observamos que la lutita se transforma en pizarra de grano fino, que a su vez forma filita y, a través de la recristalización continua, genera un esquisto de grano grueso (Figura 8.21). Bajo condiciones más intensas, puede desarrollarse una textura gnéisica con capas de minerales oscuros y claros. Esta transición sistemática en las texturas metamórficas puede observarse al aproximarnos a los Apalaches desde el oeste. Capas de lutita que antes se extendían por extensas zonas del este de Estados Unidos, todavía se presentan como estratos subhorizontales en Ohio. Sin embargo, en los Apalaches ampliamente plegados del centro de Pensilvania, las rocas que antes habían formado estratos horizontales están plegadas y muestran una orientación preferente de los granos minerales planares como muestra la pizarrosidad bien desarrollada. Cuando nos desplazamos más al este en los Apalaches cristalinos intensamente deformados, encontramos grandes afloramientos de esquistos. Las zonas de metamorfismo más intenso se encuentran en Vermont y New Hampshire, donde afloran rocas gnéisicas.

Minerales índice y grado metamórfico

Además de los cambios de textura, encontramos cambios correspondientes de mineralogía conforme nos desplazamos de las zonas de metamorfismo de grado bajo a las de metamorfismo de grado alto. Una transición idealizada en



▲ **Figura 8.21** Ilustración idealizada del metamorfismo regional progresivo. De izquierda a derecha, pasamos de un metamorfismo de grado bajo (pizarra) a un metamorfismo de grado alto (gneis). (Fotos de E. J. Tarbuck.)

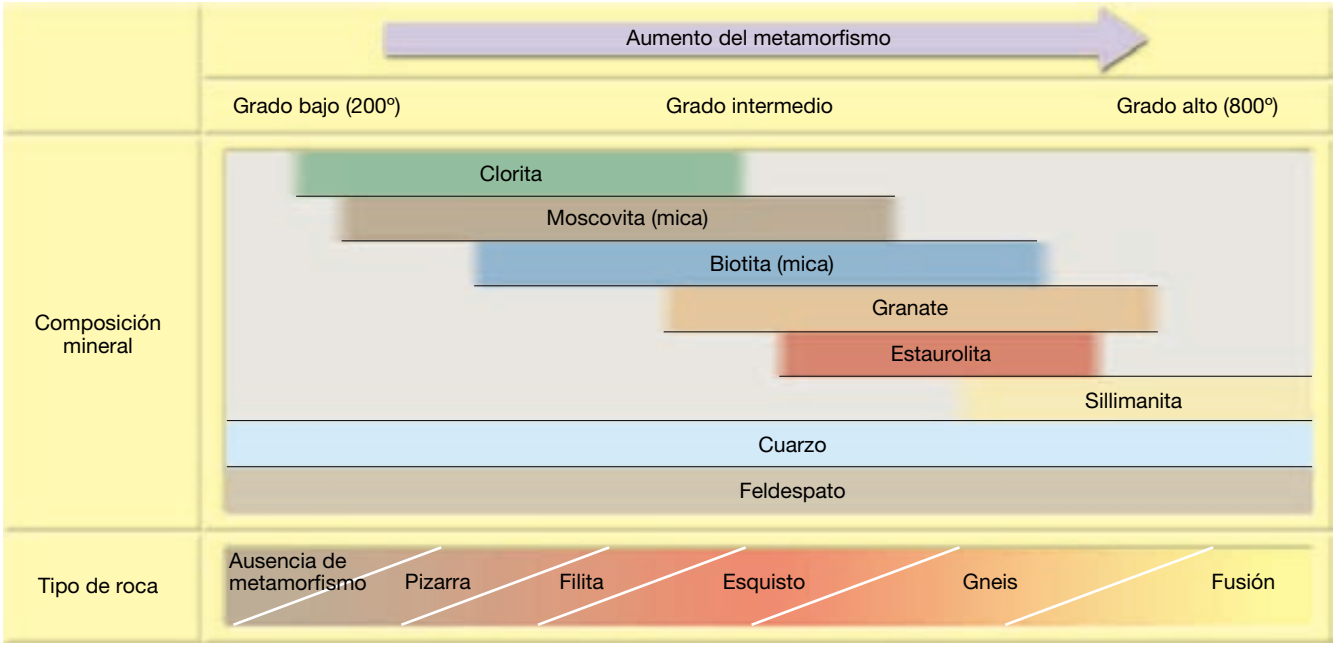
la mineralogía que se produce como consecuencia del metamorfismo regional de lutitas se muestra en la Figura 8.22. El primer mineral nuevo que se forma a medida que la lutita se transforma en pizarra es la clorita. A temperaturas más elevadas empiezan a dominar las partículas de moscovita y biotita. Bajo condiciones más extremas, las rocas metamórficas pueden contener granate y cristales de estaurolita. A temperaturas próximas a las del punto de fusión de la roca, se forma sillimanita. Esta última es un mineral metamórfico de alta temperatura utilizado para fabricar porcelanas refractarias como las empleadas en las bujías.

A través del estudio de las rocas metamórficas en sus ambientes naturales (llamado *estudio de campo*) y a través de estudios experimentales, los investigadores han descubierto que ciertos minerales son buenos indicadores del ambiente metamórfico en el cual se formaron. Utilizando esos **minerales índice,** los geólogos distinguen entre diferentes zonas de metamorfismo regional. Por ejemplo, la clorita empieza a formarse cuando las temperaturas son relativamente bajas, menos de 200 °C (Figura 8.23). Por tanto, las rocas que contienen cloritas (normalmente las pizarras) son conocidas como rocas de *grado bajo*. Por el contrario, la sillimanita se forma sólo en ambientes muy extremos donde la temperatura supera los 600 °C y las rocas que la contienen son consideradas de *grado alto*. Cartografiando las zonas donde están los minerales índice, los geólogos cartografían de hecho zonas con distinto grado de metamorfismo. *Grado* es un término utilizado en un sentido relativo para referirse a las condiciones de temperatura (o a veces de presión) a las que las rocas han sido sometidas.

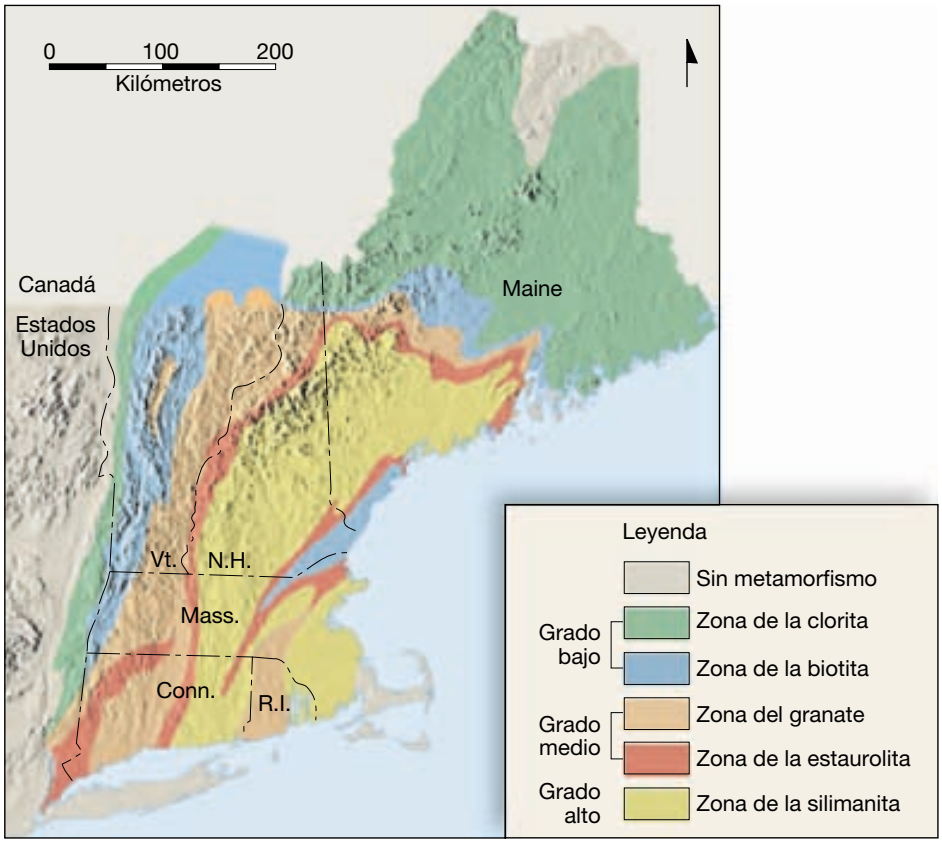
Migmatitas En los ambientes más extremos, incluso las rocas metamórficas de grado alto experimentan cambios. Por ejemplo, las rocas gnéisicas pueden calentarse lo suficiente como para provocar el inicio de la fusión. Sin embargo, recordemos lo hablado sobre las rocas ígneas, que los diferentes minerales se funden a temperaturas diferentes. Los silicatos de color claro, normalmente el cuarzo y el feldespato potásico, tienen las temperaturas de fusión más bajas y empiezan a fundirse primero, mientras que los silicatos máficos, como el anfíbol y la biotita, se mantienen sólidos. Cuando esta roca parcialmente fundida se enfría, las bandas claras constarán de componentes ígneos o de aspecto ígneo, mientras que las bandas oscuras consistirán en material metamórfico no fundido. Las rocas de este tipo se denominan **migmatitas** (*migma* = mezcla; *ite* = piedra). Las bandas claras de las migmatitas suelen formar pliegues tortuosos y pueden contener inclusiones tabulares de componentes oscuros. Las migmatitas sirven para ilustrar el hecho de que algunas rocas son transicionales y no pertenecen claramente a ninguno de los tres grupos básicos de rocas.

Metamorfismo y tectónica de placas

La mayor parte de nuestro conocimiento sobre el metamorfismo tiende a apoyar lo que sabemos acerca del comportamiento dinámico de la Tierra según se esbo-



▲ **Figura 8.22** La transición típica en la mineralogía que se produce por metamorfismo progresivo de una lutita.

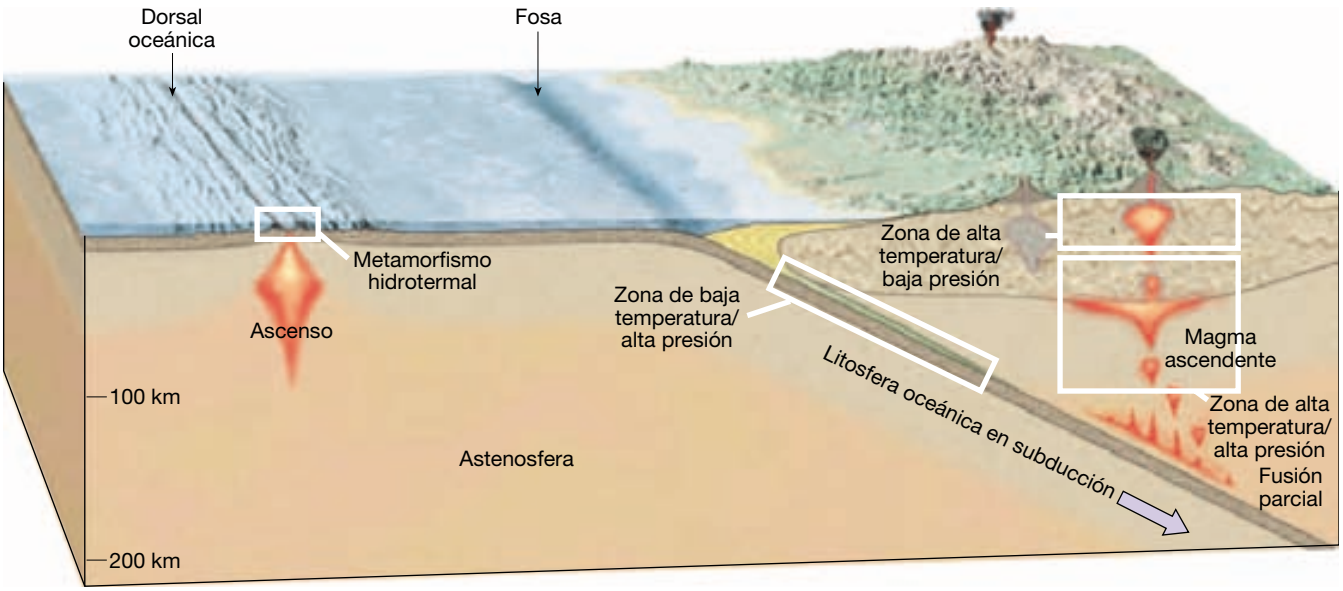


◀ **Figura 8.23** Zonas de intensidades metamórficas en Nueva Inglaterra.

za en la teoría de la tectónica de placas. En este modelo, la mayor parte de la deformación y el metamorfismo asociado se produce en la proximidad de los *bordes de placa convergentes*, donde las placas litosféricas se aproximan unas a otras. A lo largo de algunas zonas convergentes, los bloques continentales colisionan para formar montañas, como se ilustra en la Figura 8.21. En esos ambientes, las fuerzas compresionales comprimen y generalmente deforman los bordes de las placas convergentes, así como los sedimentos que se han acumulado a lo largo de los márgenes continentales. Muchos de los principales cinturones montañosos de la Tierra, entre ellos los Alpes, el Himalaya y los Apalaches, se formaron de esta manera. Todos estos sistemas montañosos se componen (en grados variables) de rocas sedimentarias deformadas y metamórficas que fueron comprimidas entre dos placas convergentes.

También se produce metamorfismo a gran escala a lo largo de las zonas de subducción donde las placas oceánicas descienden hacia el manto. Un examen detallado de la Figura 8.24 muestra que existen diversos ambientes metamórficos a lo largo de este tipo de bordes convergentes. Cerca de las fosas, las placas formadas por litosfera oceánica relativamente fría están descendiendo a grandes profundidades. Conforme la litosfera desciende, los sedimentos y las rocas de la corteza son sometidos a temperaturas y presiones que aumentan de manera constante (Figura 8.24). Sin embargo, la temperatura de la placa descendente permanece más fría que la del manto circundante porque las rocas son malas conductoras del calor y, por consiguiente, se enfría lentamente (*véase* Figura 8.1). Las rocas formadas en este ambiente de baja temperatura y alta presión se denominan *esquistos azules*, debido a la presencia de glaucofana, un anfíbol de color azul. Las rocas de la cordillera de la costa de California se formaron de esta manera. En esta zona, rocas muy deformadas que estuvieron una vez profundamente enterradas han aflorado, debido a un cambio en el borde de placa.

Las zonas de subducción son también un lugar importante de generación de magmas (Figura 8.24). Recordemos, del Capítulo 4, que, conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión impulsan el agua desde los sedimentos y las rocas de la corteza en subducción. Esos volátiles migran hacia la cuña de material caliente situada encima y disminuyen la temperatura de fusión de esas rocas del manto lo suficiente como para



▲ **Figura 8.24** Ambientes metamórficos según el modelo de tectónica de placas.

generar magmas. Una vez fundida suficiente roca, asciende por flotación hacia la superficie, calentando y deformando aún más los estratos a los que intruye. Por tanto, en la superficie, tierra adentro de las fosas, el metamorfismo de contacto de alta temperatura y baja presión es común (Figura 8.24). Sierra Nevada (EE.UU.), donde hay numerosas intrusiones ígneas y rocas metamórficas asociadas, es un ejemplo de este tipo de ambiente.

Por tanto, los terrenos montañosos que se forman a lo largo de las zonas de subducción están constituidos generalmente por dos cinturones lineales bien definidos de rocas metamórficas. Cerca de la fosa oceánica, encontramos un régimen metamórfico de alta presión y baja temperatura similar al de la cordillera de la costa de California. Más lejos, en dirección hacia tierra firme, en la región de las intrusiones ígneas, el metamorfismo está dominado por temperaturas elevadas y presiones bajas; es decir, ambientes similares a los asociados con el batolito de Sierra Nevada (EE.UU.).

Como se ha dicho anteriormente, el metamorfismo hidrotermal se produce en los bordes de placa divergentes, donde la expansión del fondo oceánico provoca el afloramiento de magma basáltico caliente. En estos lugares, la circulación de agua marina caliente a través de la corteza basáltica recién formada produce una roca metamórfica de grado relativamente bajo llamada *espilita*. La alteración química de la corteza basáltica genera rocas compuestas principalmente de clorita y plagioclasa rica en sodio que suelen conservar vestigios de la roca original, como vesículas y estructuras almohadilladas. La expansión continuada a lo largo de la dorsal oceánica distribuye estas rocas alteradas a través de toda la cuenca oceánica.

Ambientes metamórficos antiguos

Además de los cinturones lineales de rocas metamórficas que se encuentran en las zonas axiales de la mayoría de los cinturones montañosos, existen extensiones incluso mayores de rocas metamórficas en el interior de las zonas continentales estables (Figura 1.7). Estas extensiones relativamente planas de rocas metamórficas y plutones ígneos asociados se denominan **escudos.** Una de estas estructuras, el escudo canadiense, tiene un relieve muy plano y forma el basamento rocoso de gran parte de Canadá central, extendiéndose desde la bahía Hudson hasta el norte de Minnesota. La datación radiométrica del escudo canadiense indica que está compuesto por rocas cuya edad oscila entre 1.800 y 3.800 millones de años. Dado que los escudos son antiguos, y que su estructura es similar a la existente en los núcleos de los terrenos montañosos recientes, se supone que son los restos de períodos mucho más antiguos de formación de montañas. Esta evidencia apoya con fuerza la opinión generalmente aceptada de que la Tierra ha sido un planeta dinámico a lo largo de la mayor parte de su historia. Los estudios de estas enormes áreas metamórficas en el contexto de la tectónica de placas han proporcionado a los geólogos nuevas perspectivas sobre el problema del origen de los continentes. Consideraremos este tema con más detalle en el Capítulo 14.

Resumen

- El *metamorfismo* es la transformación de un tipo de roca en otro. Las *rocas metamórficas* se forman a partir de rocas preexistentes (ya sean rocas ígneas, sedimentarias u otras rocas metamórficas) que han sido alteradas por los agentes del metamorfismo, entre los que se cuentan el *calor*, la *presión* y los *fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo el material permanece esencialmente sólido. Los cambios que se producen en las rocas son texturales, así como mineralógicos.
- El metamorfismo se produce casi siempre en uno de estos tres ambientes: (1) cuando una roca está en contacto con un magma, se produce *metamorfismo de contacto térmico;* (2) cuando el agua caliente, rica en iones circula a través de la roca, se produce alteración química por un proceso llamado *metamorfismo hidrotermal;* o (3) durante la formación de montañas, donde grandes volúmenes de rocas experimentan *metamorfismo regional*. El mayor volumen de rocas metamórficas se produce mediante el metamorfismo regional.
- La composición mineral de la roca original determina, en gran medida, el grado en que cada agente metamórfico provocará cambios. El calor es el agente más importante porque proporciona la energía que impulsa las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales. La presión, como la temperatura, también aumenta con la profundidad. Cuando están sometidos a una *presión de confinamiento*, los minerales pueden recristalizar en formas más compactas. Durante la formación de montañas, las rocas están sometidas a un *esfuerzo diferencial*, que tiende a acortarlas en la dirección de aplicación de la presión y a alargarlas en dirección perpendicular a esa fuerza. En profundidad, las rocas son calientes y *dúctiles*, lo cual explica su capacidad de deformarse y fluir cuando son sometidas a esfuerzos diferenciales. Los fluidos químicamente activos, casi siempre agua que contiene iones en disolución, también intensifican el proceso metamórfico disolviendo minerales y contribuyendo a la migración y la precipitación de este material en otros lugares.
- *El grado de metamorfismo se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas metamórficas.* Durante el metamorfismo regional, las rocas suelen desarrollar una *orientación preferente* denominada *foliación* en la que sus minerales planares y alargados se alienan. La foliación se desarrolla conforme los minerales planares y alargados rotan en una alineación paralela, recristalizan y forman nuevos granos que muestran una orientación preferente o se deforman plásticamente y se convierten en partículas aplanadas con una alineación planar. La *pizarrosidad* es un tipo de foliación en el que las rocas se separan limpiamente en capas delgadas a lo largo de superficies en las que se alinean los minerales planares. La *esquistosidad* es un tipo de foliación definido por el alineamiento paralelo de los minerales planares de grano medio a grueso. Durante el metamorfismo de grado alto, las migraciones iónicas pueden hacer que los minerales se segreguen en capas o bandas diferenciadas. Las rocas metamórficas con una textura bandeada se llaman *gneises*. Las rocas metamórficas compuestas por un solo mineral que forma cristales equidimensionales suelen tener un aspecto *no foliado*. El *mármol* (caliza metamorfizada) es no foliado. Además, el metamorfismo puede inducir la transformación de minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura y, a través de la introducción de iones de las *soluciones hidrotermales*, generar nuevos minerales, algunos de los cuales forman menas metálicas importantes desde el punto de vista económico.
- Las rocas metamórficas foliadas comunes son las *pizarras*, las *filitas*, varios tipos de *esquistos* (por ejemplo los micaesquistos granatíferos) y los *gneises*. Las rocas no foliadas son el *mármol* (protolito: caliza) y la *cuarcita* (casi siempre formada a partir de areniscas ricas en cuarzo).
- Los tres ambientes geológicos en los cuales se produce normalmente el metamorfismo son: (1) *metamorfismo de contacto* o *térmico;* (2) *metamorfismo hidrotermal;* (3) *metamorfismo regional.* El metamorfismo de contacto se produce cuando las rocas están en contacto con un cuerpo ígneo, lo cual se traduce en la formación de zonas de alteración alrededor del magma llamadas *aureolas*. La mayoría de las rocas metamórficas de contacto son rocas de grano fino, densas y duras de composiciones químicas diversas. Dado que la presión dirigida no es un factor importante, en general estas rocas no son foliadas. El metamorfismo hidrotermal se produce cuando los fluidos calientes y ricos en iones circulan a través de la roca y causan alteraciones químicas de los minerales constituyentes. La mayor parte de la alteración hidrotermal ocurre a lo largo del sistema de dorsales centrooceánicas donde el agua marina migra a través de la corteza oceánica caliente y altera químicamente las rocas basálti-

cas recién formadas. Los iones metálicos que son arrancados de la corteza acaban transportándose al fondo del océano, donde precipitan en las fumarolas oscuras (*black smokers)* y forman depósitos metálicos, algunos de los cuales pueden ser importantes desde un punto de vista económico. El metamorfismo regional tiene lugar a profundidades considerables sobre una zona extensa y está asociado con el proceso de formación de montañas. Suele haber una gradación en el metamorfismo regional, de forma que la intensidad del metamorfismo (de grado bajo a alto) se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas. En los ambientes metamórficos más extremos, las rocas llamadas *migmatitas* se encuentran en una zona de transición *en algún lugar entre* las rocas ígneas «s.s.» y las rocas metamórficas «s.s.».

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es el metamorfismo? ¿Cuáles son los agentes que transforman las rocas?

2. ¿Por qué se considera el calor el agente más importante del metamorfismo?

3. ¿En qué se diferencia la presión de confinamiento del esfuerzo diferencial?

4. ¿Qué papel representan los fluidos químicamente activos en el metamorfismo?

5. ¿De qué dos maneras puede el protolito afectar el proceso metamórfico?

6. ¿Qué es la foliación? Distinga entre *pizarrosidad*, *esquistosidad* y textura *gnéisica*.

7. Describa brevemente los tres mecanismos por los que los minerales desarrollan una orientación preferente.

8. Enumere algunos cambios que le pueden ocurrir a una roca en respuesta a los procesos metamórficos.

9. Las pizarras y las filitas se parecen entre sí. ¿Cómo podría distinguir una de otra?

10. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca metamórfica concreta. Para cada una de ellas, nombre la roca metamórfica que le corresponde.

- **a)** Rica en calcita y a menudo no foliada.
- **b)** Roca con poca cohesión compuesta por fragmentos rotos que se formaron en una zona de falla.
- **c)** Representa un grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto.
- **d)** De grano muy fino y foliada; excelente pizarrosidad.
- **e)** Foliada y compuesta predominantemente por minerales de orientación planar.
- **f)** Compuesta por bandas alternas de silicatos claros y oscuros.
- **g)** Roca dura, no foliada que se produce por metamorfismo de contacto.

11. Distinga entre el metamorfismo de contacto y el metamorfismo regional. ¿Cuál crea la mayor cantidad de rocas metamórficas?

12. ¿Dónde se produce la mayor parte del metamorfismo hidrotermal?

13. Describa el metamorfismo de enterramiento.

14. ¿Cómo utilizan los geólogos los minerales índice?

15. Describa brevemente los cambios de textura que tienen lugar en la transformación de la pizarra en filita, esquisto y luego en gneis.

16. ¿Cómo se relacionan los gneises y las migmatitas?

17. ¿Con qué tipo de límite de placa se asocia el metamorfismo regional?

18. ¿Por qué los núcleos de las principales cordilleras montañosas de la Tierra contienen rocas metamórficas?

19. ¿Qué son los escudos? ¿Cómo se relacionan estas zonas relativamente llanas con las montañas?

Términos fundamentales

aureola
bandeado gnéisico
escudo
esfuerzo diferencial
esquistosidad
foliación
metamorfismo
metamorfismo de contacto

metamorfismo de enterramiento
metamorfismo de impacto
metamorfismo hidrotermal
metamorfismo regional
metamorfismo térmico
metasomatismo
migmatita
mineral índice
pizarrosidad
presión de confinamiento
protolito
solución hidrotermal
textura
textura gnéisica
textura no foliada
textura porfidoblástica

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 9

El tiempo geológico

La Geología necesita una escala temporal

Datación relativa: principios fundamentales
- Ley de la superposición
- Principio de la horizontalidad original
- Principio de intersección
- Inclusiones
- Discontinuidades estratigráficas
- Aplicación de los principios de datación relativa

Correlación de las capas rocosas

Fósiles: evidencias de vida en el pasado
- Tipos de fósiles
- Condiciones que favorecen la conservación
- Fósiles y correlación

Datación con radiactividad
- Repaso de la estructura básica del átomo
- Radiactividad
- Período de semidesintegración
- Datación radiométrica
- Datación con carbono-14
- Importancia de la datación radiométrica

Escala de tiempo geológico
- Estructura de la escala temporal
- El Precámbrico

Dificultades para datar la escala de tiempo geológico

A finales del siglo XVIII, James Hutton reconoció la inmensidad de la historia de la Tierra y la importancia del tiempo como componente de todos los procesos geológicos. En el siglo XIX, Sir Charles Lyell y otros científicos demostraron efectivamente que la Tierra había experimentado muchos episodios de formación y erosión de montañas, que debían haber precisado grandes intervalos de tiempo geológico. Aunque estos pioneros científicos comprendían que la Tierra era muy antigua, no tenían ninguna manera de conocer su verdadera edad. ¿Tenía decenas de millones, centenares de millones o incluso millares de millones de años? Así, se desarrolló una escala de tiempo geológico que mostraba la secuencia de acontecimientos basada en principios de datación relativa. ¿Cuáles son esos principios? ¿Qué parte desempeñan los fósiles? Con el descubrimiento de la radiactividad y de las técnicas de datación radiométrica, los geólogos pueden asignar ahora con bastante precisión fechas a muchos de los acontecimientos de la historia terrestre. ¿Qué es la radiactividad? ¿Por qué es un buen «reloj» para datar el pasado geológico?

La Geología necesita una escala temporal

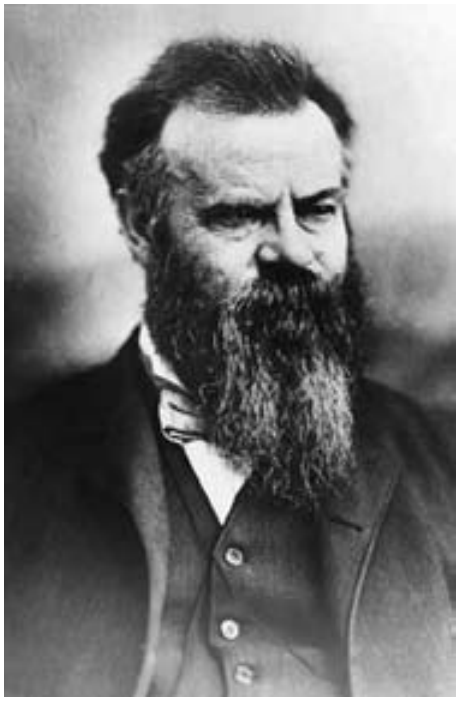
En 1869, John Wesley Powell, que luego fue director del U. S. Geological Survey, dirigió una expedición pionera que descendió el río Colorado a través del Gran Cañón (Figura 9.1). Cuando escribió sobre los estratos rocosos que habían quedado expuestos por el ahondamiento del río, Powell anotó que «los cañones de esta región constituirían un Libro de Revelaciones en la Biblia de la Geología que constituyen esas rocas». Indudablemente quedó impresionado con los millones de años de historia de la Tierra expuestos a lo largo de las paredes del Gran Cañón.

Powell comprendió que las pruebas para una Tierra antigua están ocultas en sus rocas. Como las páginas en un libro de historia extenso y complicado, las rocas registran los acontecimientos geológicos y las formas de vida cambiantes del pasado. El libro, sin embargo, no está completo. Faltan muchas páginas, en especial de los primeros capítulos. Otras están desgastadas, rotas o manchadas. Sin embargo, quedan suficientes páginas para permitirnos descifrar la historia.

Interpretar la historia de la Tierra es un objetivo fundamental de la Geología. Como un detective actual, el geólogo debe interpretar las pistas que se encuentran conservadas en las rocas. Estudiando estas rocas, en especial las rocas sedimentarias, y los rasgos que contienen, los geólogos pueden desvelar las complejidades del pasado.

Los acontecimientos geológicos por sí mismos, sin embargo, tienen poco significado hasta que se sitúan en una perspectiva temporal. Estudiar la historia, ya se trate de la Guerra Civil o de la época de los dinosaurios, requiere un calendario. Entre las principales contribuciones





▲ **Figura 9.1** **A.** Inicio de la expedición desde la estación Green River. Dibujo del libro de Powell de 1875. **B.** Comandante John Wesley Powell, geólogo pionero y segundo director de U. S. Geological Survey. (Cortesía de U. S. Geological Survey, Denver.)

de la Geología al conocimiento humano se cuenta la *escala de tiempo geológico* y el descubrimiento de que la historia de la Tierra es extraordinariamente larga.

Datación relativa: principios fundamentales



El tiempo geológico
▼ Datación relativa: principios fundamentales

Los geólogos que desarrollaron la escala de tiempo geológico revolucionaron la manera de pensar sobre el tiempo y la percepción de nuestro planeta. Descubrieron que la Tierra es mucho más antigua de lo que nadie se había imaginado y que su superficie y su interior habían cambiado una y otra vez por los mismos procesos geológicos que actúan en la actualidad.

A finales del siglo XIX y principios del XX, se intentó determinar la edad de la Tierra. Aunque alguno de los métodos parecía prometedor en aquella época, ninguno de esos primeros esfuerzos demostró ser fiable. Lo que estos científicos buscaban era una **fecha numérica.** Estas fechas especifican el número real de años que han pasado desde que un acontecimiento ha ocurrido. En la actualidad, nuestro conocimiento de la radiactividad nos permite determinar con exactitud las fechas numéricas para las rocas que representan acontecimientos importantes en el pasado lejano de la Tierra. Estudiaremos la radiactividad más adelante en este capítulo. Antes del descubrimiento de la radiactividad, los geólogos no tenían método fiable de datación numérica y tenían que depender únicamente de la datación relativa.

La **datación relativa** significa que las rocas se colocan en su *secuencia de formación* adecuada: cuál se formó en primer lugar, en segundo, en tercero y así sucesivamente. La datación relativa no puede decirnos cuánto hace que sucedió algo, sólo qué ocurrió después de un acontecimiento y antes que otro. Las técnicas de datación relativa que se desarrollaron son válidas y continúan siendo muy utilizadas todavía hoy. Los métodos de datación numérica no sustituyeron esas técnicas; simplemente las complementaron. Para establecer una escala de tiempo relativo, hubo que descubrir unos pocos principios o reglas básicos y aplicarlos. Aunque puedan parecernos obvios en la actualidad, en su época constituyeron avances importantes del pensamiento, y su descubrimiento fue un logro científico importante.

Ley de la superposición

A Nicolaus Steno, un anatomista, geólogo y clérigo danés (1638-1686), se le reconoce haber sido el primero en descubrir una secuencia de acontecimientos históricos en un afloramiento de capas de rocas sedimentarias. Trabajando en las montañas del oeste de Italia, Steno aplicó una regla muy simple que se ha convertido en el principio más básico de la datación relativa: la **ley de la superposición** (*super* = sobre; *positum* = situarse). La ley establece simplemente que en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el que tiene por debajo. Aunque pueda parecer obvio que una capa rocosa no pudo depositarse sin que hubiera algo debajo para sustentarla, no fue hasta 1669 cuando Steno estableció con claridad este principio.

Esta regla se aplica también a otros materiales depositados en la superficie, como las coladas de lava y los estratos de cenizas de las erupciones volcánicas. Aplicando la ley de la superposición a los estratos expuestos en la porción superior del Gran Cañón (Figura 9.2), podemos colocar fácilmente las capas en su orden apropiado. Entre las que se muestran, las rocas sedimentarias del grupo Supai son las más antiguas, seguidas en orden por la lutita Hermit, la arenisca Coconino, la formación Toroweap y la caliza Kaibab.

Principio de la horizontalidad original

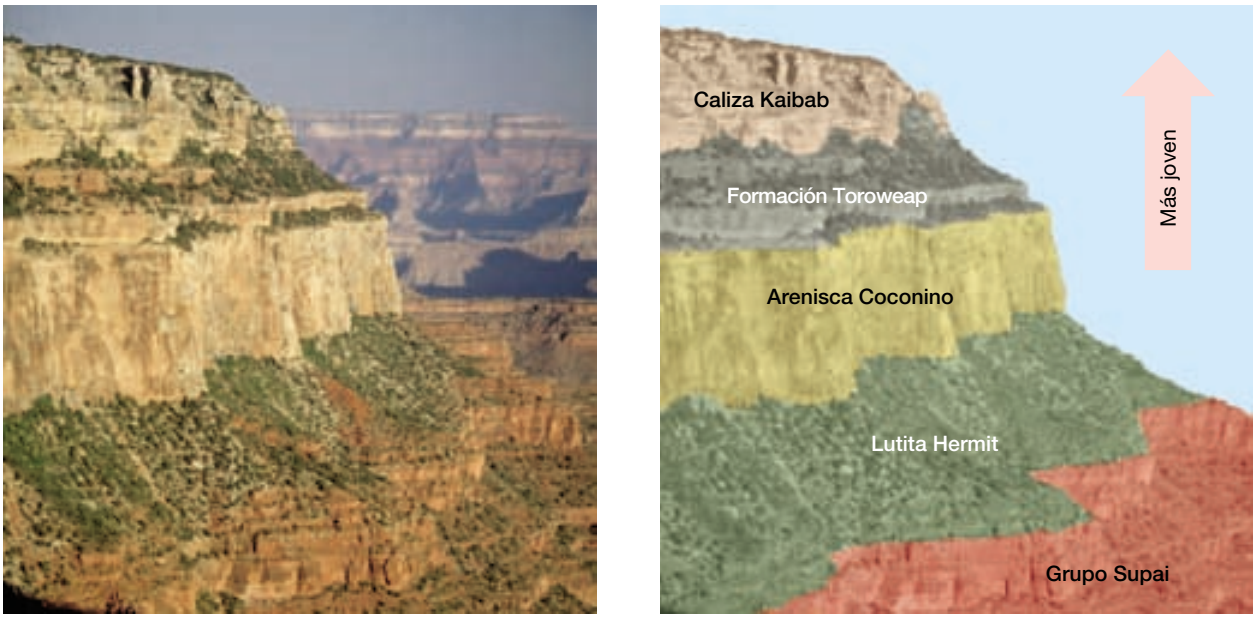
También Steno fue el que reconoció la importancia de otro principio básico, denominado el **principio de la horizontalidad original.** De manera sencilla, significa que las capas de sedimento se depositan en general en una posición horizontal. Por tanto, cuando observamos estratos rocosos que son planos, deducimos que no han experi-

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Ha mencionado intentos tempranos de determinar la edad de la Tierra que no resultaron fiables. ¿Cómo abordaron los científicos del siglo XIX tales cálculos?

Un método que se probó varias veces implicaba la velocidad de deposición de los sedimentos. Algunos argumentaban que si podían determinar la velocidad a la que el sedimento se acumula y luego podían establecer el grosor total de la roca sedimentaria que se había depositado durante la historia de la Tierra, podrían calcular la extensión del tiempo geológico. Sólo hacía falta dividir la velocidad de acumulación de los sedimentos entre el grosor total de la roca sedimentaria.

Los cálculos de la edad de la Tierra eran distintos cada vez que se probaba este método. ¡La edad de la Tierra calculada según este método oscilaba entre los 3 millones y los 1.500 millones de años! Evidentemente, este método presentaba dificultades por todas partes. ¿Puede sugerir algunos?



▲ **Figura 9.2** Aplicación de la ley de la superposición a estas capas expuestas en la parte superior del Gran Cañón; el grupo Supai es más viejo y la caliza Kaibab es más joven. (Foto de E. J. Tarbuck.)

mentado perturbación y que mantienen todavía su horizontalidad *original*. Eso se ilustra en las capas del Gran Cañón de la Figura 9.2. Pero si están plegados o inclinados a un ángulo empinado deben de haber sido movidos a esa posición por perturbaciones de la corteza algún tiempo después de su depósito.

Principio de intersección

Cuando una falla atraviesa otras rocas, o cuando el magma hace intrusión y cristaliza, podemos suponer que la falla o la intrusión es más joven que las rocas afectadas. Por ejemplo, en la Figura 9.3, las fallas y los diques deben de haberse producido claramente después de que se depositaran los estratos sedimentarios.

Éste es el **principio de intersección.** Aplicando este principio, puede verse que la falla A se produjo *después* de que se depositara el estrato de arenisca, porque «corta» la capa. De igual manera, la falla A se produjo *antes* de que el conglomerado se sedimentara porque la capa no está afectada.

También podemos afirmar que el dique B y el sill asociado con él son más antiguos que el dique A, porque este último corta al sill. De la misma manera, sabemos que los batolitos fueron emplazados después de que se produjera el movimiento a lo largo de la falla B, pero antes de que se formara el dique B. Esto es así porque el batolito atraviesa la falla B mientras que el dique B corta el batolito.

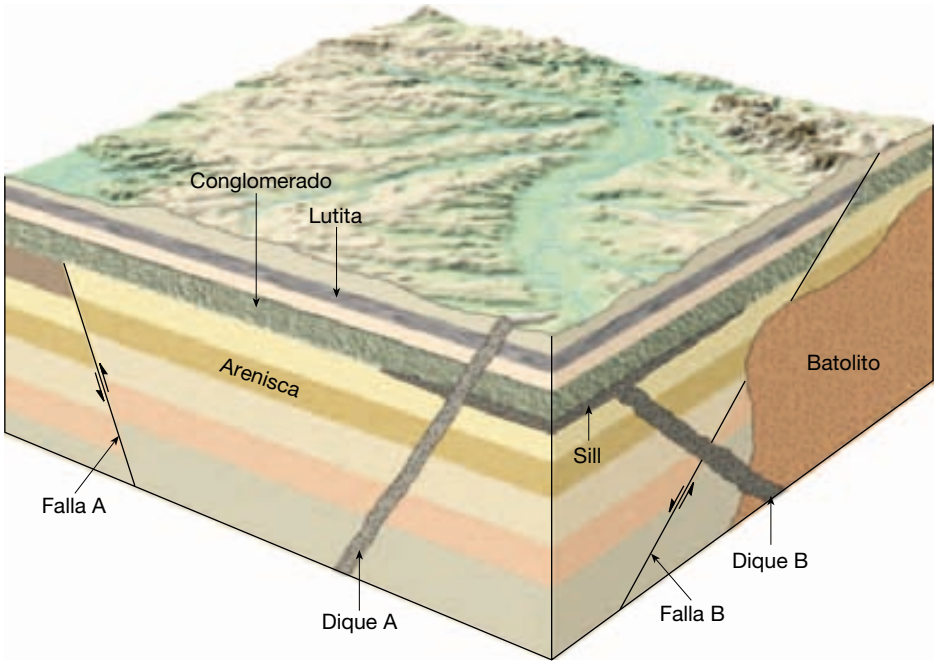
Inclusiones

A veces las inclusiones pueden contribuir al proceso de datación relativa. Las **inclusiones** (*includere* = encerrar) son fragmentos de una unidad de roca que han quedado encerrados dentro de otra. El principio básico es lógico y directo. La masa de roca adyacente a la que contiene las inclusiones debe haber estado allí primero para proporcionar los fragmentos de roca. Por consiguiente, la masa de roca que contiene las inclusiones es la más joven de las dos. En la Figura 9.4 se proporciona un ejemplo. Aquí, las inclusiones de la roca ígnea intrusiva en el estrato sedimentario adyacente indican que la capa sedimentaria se depositó encima de una masa ígnea meteorizada, y no que hubiera intrusión magmática desde debajo que después cristalizó.

Discontinuidades estratigráficas

Cuando observamos estratos rocosos que se han ido depositando sin interrupción, decimos que son **concordantes.** Zonas concretas exhiben estratos concordantes que representan ciertos lapsos de tiempo geológico. Sin embargo, ningún lugar de la Tierra tiene un conjunto completo de estratos concordantes.

A todo lo largo de la historia de la Tierra, el depósito de sedimentos se ha interrumpido una y otra vez. Todas esas rupturas en el registro litológico se denominan discontinuidades estratigráficas. Una **discontinuidad estratigráfica** representa un largo período durante el cual se in-



◀ **Figura 9.3** Las relaciones de intersección representan un principio utilizado en la datación relativa. Un cuerpo rocoso intrusivo es más joven que la roca en la que intruye. Una falla es más joven que la capa que corta.

terrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego continuó el depósito. En cada caso, el levantamiento y la erosión fueron seguidos de subsidencia y nueva sedimentación. Las discontinuidades estratigráficas son rasgos importantes porque representan acontecimientos geológicos significativos de la historia de la Tierra. Además, su reconocimiento nos ayuda a identificar qué intervalos de tiempo no están representados por los estratos y, por tanto, no aparecen en el registro geológico.

Las rocas expuestas en el Gran Cañón del río Colorado representan un intervalo enorme de historia geológica. Es un lugar maravilloso para hacer una excursión a través del tiempo. Los coloreados estratos del cañón registran una larga historia de sedimentación en una diversidad de ambientes: mares, ríos y deltas, llanuras mareales y dunas de arena. Pero el registro no es continuo. Las discontinuidades estratigráficas representan enormes cantidades de tiempo que no se han registrado en las capas del cañón. En la Figura 9.5 se muestra un corte geológico del Gran Cañón, que permite comprender mejor los tres tipos básicos de discontinuidades: discordancias angulares, paraconformidades e inconformidades.

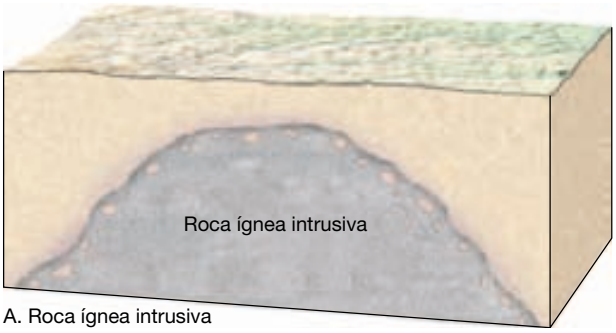
Discordancia angular Quizá la discontinuidad más fácil de reconocer es la **discordancia angular.** Consiste en rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que reposan estratos más planos y jóvenes. Una discordancia angular indica que, durante la pausa en la sedimentación, se produjo un período de deformación (pliegue o inclinación) y erosión.

Cuando James Hutton estudió una discordancia angular en Escocia hace más de 200 años, resultó obvio para él que representaba un episodio fundamental de actividad geológica*. Hutton y sus colaboradores también apreciaron el inmenso intervalo temporal implicado por dichas relaciones. Cuando un compañero escribió más adelante sobre su visita a este lugar afirmó que «la mente se nos aturdía mirando tan lejos en el abismo del tiempo».

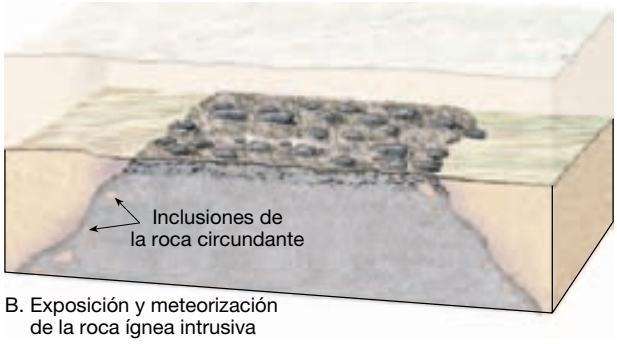
Paraconformidad Cuando se las compara con las discordancias angulares, las **paraconformidades** son más comunes, pero normalmente son bastante menos claras, porque los estratos situados a ambos lados son en esencia paralelos. Muchas paraconformidades son difíciles de identificar porque las rocas situadas por encima y por debajo son similares y hay pocas pruebas de erosión. Dicha ruptura a menudo se parece a un plano de estratificación ordinario. Otras paraconformidades son más fáciles de identificar porque la superficie de erosión antigua corta profundamente en las rocas inferiores más antiguas (disconformidad).

Inconformidad El tercer tipo básico de discontinuidad es la **inconformidad.** Aquí la ruptura separa rocas ígneas, metamórficas más antiguas de los estratos sedimentarios más jóvenes (Figuras 9.4 y 9.5). Exactamente igual que las

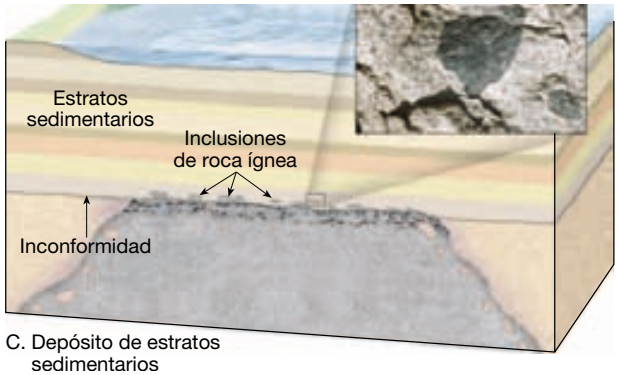
* Este geólogo pionero se comenta en la sección sobre el Nacimiento de la Geología Moderna del Capítulo 1.



A. Roca ígnea intrusiva



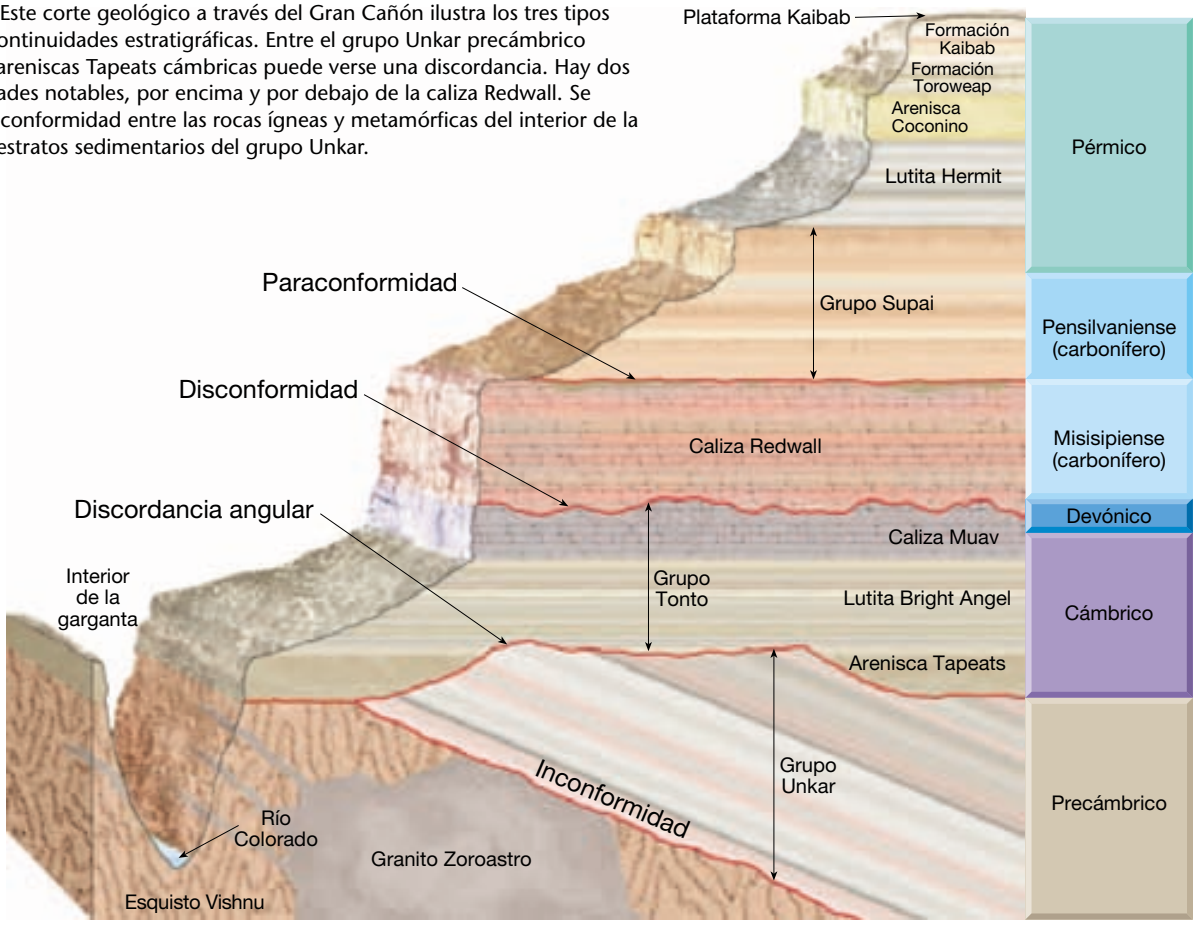
B. Exposición y meteorización de la roca ígnea intrusiva



C. Depósito de estratos sedimentarios

▲ **Figura 9.4** Estos diagramas ilustran dos maneras mediante las cuales se pueden formar las inclusiones, así como un tipo de discontinuidad denominada inconformidad. En el diagrama **A,** las inclusiones de la masa ígnea representan los restos no fundidos de la roca de caja circundante que se rompieron y se incorporaron en el momento en el que el magma intruía. En el diagrama **C,** la roca ígnea debe de ser más antigua que las capas sedimentarias suprayacentes porque los estratos sedimentarios contienen inclusiones de la roca ígnea. Cuando rocas ígneas intrusivas más antiguas están cubiertas por estratos sedimentarios más jóvenes, se dice que hay un tipo de discontinuidad denominada inconformidad. En la foto se muestra una inclusión de roca ígnea oscura en una roca huésped más clara y más joven. (Foto de Tom Bean.)

▶ **Figura 9.5** Este corte geológico a través del Gran Cañón ilustra los tres tipos básicos de discontinuidades estratigráficas. Entre el grupo Unkar precámbrico inclinado y las areniscas Tapeats cámbricas puede verse una discordancia. Hay dos paraconformidades notables, por encima y por debajo de la caliza Redwall. Se produce una inconformidad entre las rocas ígneas y metamórficas del interior de la garganta y los estratos sedimentarios del grupo Unkar.

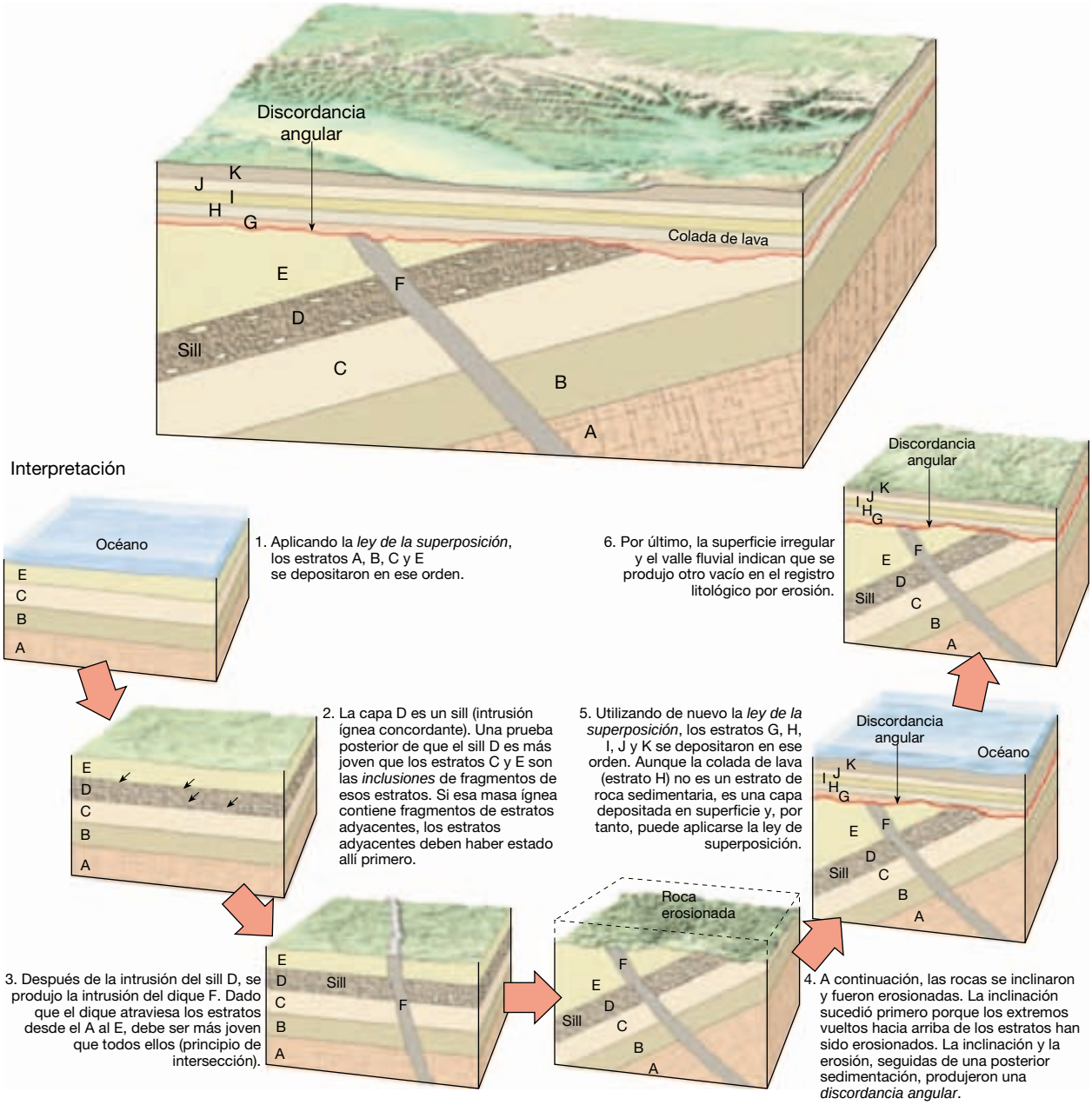


discordancias y las paraconformidades implican movimientos de la corteza, también las inconformidades. Las masas ígneas intrusivas y las rocas metamórficas se originan bastante por debajo de la superficie. Por tanto, para que se desarrolle una inconformidad, debe haber un período de elevación y erosión de las rocas suprayacentes. Una vez expuestas en la superficie, las rocas ígneas o metamórficas son sometidas a meteorización y erosión antes de la subsidencia y de la reanudación de la sedimentación.

Aplicación de los principios de datación relativa

Si se aplican los principios de datación relativa al corte geológico hipotético de la Figura 9.6, las rocas y los acontecimientos que representan pueden colocarse en la secuencia adecuada. La leyenda de la figura resume la lógica utilizada para interpretar el corte.

En este ejemplo, establecemos una escala de tiempo relativo para las rocas y los acontecimientos en la zona



▲ **Figura 9.6** Corte geológico de una región hipotética.

del corte. Este método no nos permite saber cuántos años de historia terrestre están representados, pues no tenemos fechas numéricas. Ni sabemos cómo comparar esta área con cualquier otra (*véase* Recuadro 9.1).

Correlación de las capas rocosas

Para desarrollar una escala de tiempo geológico que sea aplicable a toda la Tierra, deben emparejarse rocas de edad similar localizadas en regiones diferentes. Esta tarea se conoce como **correlación.**

Dentro de un área limitada, la correlación de las rocas de una localidad con las de otra puede hacerse sencillamente caminando a lo largo de los bordes de los afloramientos. Sin embargo, quizá esto no sea posible cuando las rocas están ocultas bajo el suelo y la vegetación. La correlación a lo largo de distancias cortas suele conseguirse observando la posición de una capa en una secuencia de estratos. Es decir, una capa puede identificarse en otra localización si está compuesta por minerales característicos o infrecuentes.

Correlacionando las rocas de un lugar con las de otro, es posible una visión más completa de la historia geológica de una región. En la Figura 9.7, por ejemplo, se muestra la correlación de estratos en tres zonas de la llanura del Colorado, al sur de Utah y al norte de Arizona. En ningún punto aparece la secuencia entera, pero la correlación revela una imagen más completa del registro sedimentario.

Muchos estudios geológicos se realizan en áreas relativamente pequeñas. Aunque son importantes por sí mismos, sólo se comprende su valor completo cuando se correlacionan con otras regiones. Aunque los métodos que acabamos de describir son suficientes para seguir la pista a una formación litológica a lo largo de distancias relativamente cortas, no son adecuados para emparejar rocas que están separadas por grandes distancias. Cuando el objetivo es la correlación entre áreas muy distantes o entre continentes, el geólogo dependerá de los fósiles.

Fósiles: evidencias de vida en el pasado

Los **fósiles,** restos de vida prehistórica, son inclusiones importantes en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Son herramientas importantes y básicas para interpretar el pasado geológico. El estudio científico de los fósiles se denomina **Paleontología.** Es una ciencia interdisciplinar



Recuadro 9.1 ▶ Entender la Tierra

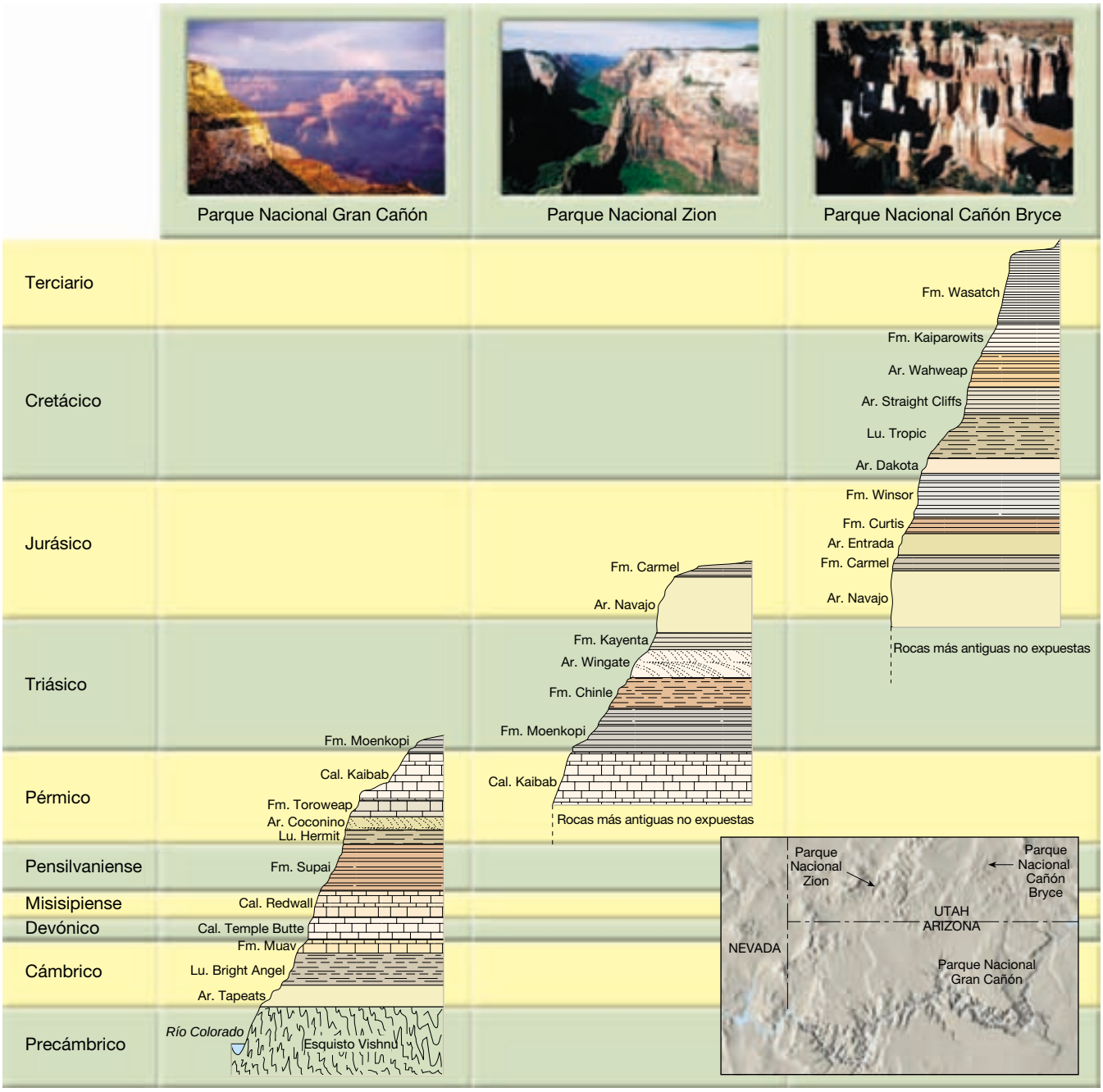
Aplicación de los principios de datación relativa en la superficie lunar

De la misma manera que utilizamos los principios de la datación relativa para determinar la secuencia de los acontecimientos geológicos en la Tierra, también podemos aplicar esos principios a la superficie de la Luna (así como a otros cuerpos planetarios).

También puede utilizarse el principio de intersección. Al observar un cráter de impacto que se superpone a otro, sabemos que el cráter intacto y continuo apareció después del que este último corta.

Los rasgos más evidentes de la superficie lunar son los cráteres. La mayoría de ellos se produjo por el impacto de unos objetos de movimiento rápido llamados meteoritos. Mientras que la Luna tiene miles de cráteres de impacto, la Tierra tiene sólo unos pocos. Puede atribuirse esta diferencia a la atmósfera terrestre. La fricción con el aire quema los pequeños fragmentos antes de que éstos alcancen la superficie. Además, la erosión y los procesos tectónicos han destruido las pruebas de la mayor parte de los cráteres apreciables que se formaron durante la historia de la Tierra.

Las observaciones de los cráteres lunares se utilizan para calcular las edades relativas de distintos puntos del satélite. El principio es claro. Las regiones más antiguas han estado expuestas a los impactos de meteoritos durante un período más largo y, por tanto, tienen más cráteres. Utilizando esta técnica, podemos deducir que las regiones altas con muchos cráteres son más antiguas que las zonas oscuras, llamadas mares. La cantidad de cráteres por unidad de superficie (denominada *densidad de cráteres*) es, evidentemente, mucho mayor en las regiones altas. ¿Significa eso que las regiones altas son *mucho* más antiguas? Aunque ésta puede parecer una conclusión lógica, la respuesta es negativa. Recordemos que estamos abordando un principio de datación *relativa.* Tanto las tierras altas como los mares son muy antiguos. La datación radiométrica de las rocas lunares procedente de las misiones *Apollo* demostró que la edad de las tierras altas supera los 4.000 millones de años, mientras que los mares tienen edades que oscilan entre los 3.200 y los 3.900 millones de años. Por tanto, las densidades de cráteres tan distintas *no* son sólo el resultado de tiempos de exposición distintos. Los astrónomos han descubierto ahora que el Sistema Solar interno experimentó una disminución brusca y repentina del bombardeo meteórico hace unos 3.900 millones de años. La mayor parte de los cráteres de las regiones altas aparecieron antes de ese momento, y las coladas de lava que formaron los mares se solidificaron después.



▲ **Figura 9.7** La correlación de estratos en tres localidades de la meseta de Colorado revela la extensión total de las rocas sedimentarias en la región. (Tomado del U. S Geological Survey; fotos de E. J. Tarbuck.)

que une la Geología y la Biología en un intento de entender todos los aspectos de la sucesión de la vida durante la enorme extensión del tiempo geológico. Conocer la naturaleza de las formas vivas que existieron en un momento concreto ayuda a los investigadores a comprender las condiciones ambientales del pasado. Además, los fósiles son indicadores cronológicos importantes y desempeñan un papel clave en la correlación de las rocas de edades similares que proceden de diferentes lugares.

Tipos de fósiles

Los fósiles son de muchos tipos. Los restos de organismos relativamente recientes pueden no haberse alterado en ab-

soluto. Componentes como dientes, huesos y caparazones son ejemplos comunes. Bastante menos frecuentes son animales enteros, entre ellos peces, que se han conservado debido a circunstancias bastante inusuales. Son ejemplos de estos últimos los restos de elefantes prehistóricos denominados mamuts, que se congelaron en la tundra ártica de Siberia y Alaska, así como los restos momificados de perezosos conservados en una cueva de Nevada.

Con tiempo suficiente, es probable que los restos de un organismo se modifiquen. A menudo, los fósiles se *petrifican* (literalmente «se vuelven roca»), lo que significa que las pequeñas cavidades internas y poros de la estructura original se llenan de materia mineral precipitada. En otros casos, puede presentar *sustitución*. Aquí se eliminan las paredes celulares y otros materiales sólidos, y son sustituidos por materia mineral. A veces se conservan bastante bien los detalles microscópicos de la estructura sustituida.

Los moldes y las huellas constituyen otra clase común de fósiles. Cuando un caparazón u otra estructura son enterrados en un sedimento y luego disueltos por el agua subterránea se crea su *molde*. El molde externo refleja fielmente sólo la forma y las marcas superficiales del organismo; no revela información alguna relativa a su estructura interna. Si estos espacios huecos se llenan posteriormente con materia mineral, se crean los *moldes internos*.

Un tipo de fosilización denominada *carbonización* es particularmente eficaz conservando las hojas y las formas delicadas de animales. Se produce cuando un sedimento fino encierra los restos de un organismo. A medida que pasa el tiempo, la presión expulsa los componentes líquidos y gaseosos dejando sólo un delgado resto de carbón. Las lutitas negras depositadas como barro rico en componentes orgánicos en ambientes pobres en oxígeno contienen a menudo abundantes restos carbonizados. Si se pierde la película de carbón de un fósil conservado en un sedimento de grano fino, una réplica de la superficie, denominada *impresión*, puede seguir mostrando un detalle considerable.

Organismos delicados, como los insectos, son difíciles de conservar y, por consiguiente, son bastante raros en el registro fósil. No sólo deben ser protegidos de la descomposición, tampoco deben ser sometidos a una presión que los pueda comprimir. Una forma mediante la cual algunos insectos se han conservado es en *ámbar*, la resina endurecida de los árboles antiguos.

Además de los fósiles ya mencionados, hay muchos otros tipos que son sólo trazas de vida prehistórica. Ejemplos de esas pruebas indirectas son:

1. Huellas: rastros de pisadas dejados por los animales en el sedimento blando que luego se litificó.
2. Madrigueras: tubos en sedimento, madera o roca realizados por un animal. Estos agujeros se llenaron después de materia mineral y se conservaron. Se cree que algunos de los fósiles más antiguos conocidos fueron excavados por los gusanos.
3. Coprolitos: fosilización de los excrementos y contenido del estómago, que puede proporcionar información útil relativa a los hábitos alimenticios de los organismos.
4. Gastrolitos: cálculos estomacales muy pulidos que fueron utilizados en la molienda del alimento por algunos reptiles extinguidos.

Condiciones que favorecen la conservación

Sólo se ha conservado una diminuta fracción de los organismos que vivieron durante el pasado geológico. Normalmente, los restos de un animal o una planta se destruyen. ¿Bajo qué circunstancias se conservan? Parece que son necesarias dos condiciones especiales: un enterramiento rápido y la posesión de partes duras.

Cuando un organismo perece, sus partes blandas suelen ser comidas rápidamente por los carroñeros o descompuestas por las bacterias. A veces, sin embargo, son enterradas por los sedimentos. Cuando esto ocurre, los restos son protegidos del ambiente, donde actúan procesos destructivos. Por consiguiente, el enterramiento rápido es una condición importante que favorece la conservación.

Además, los animales y las plantas tienen una posibilidad mucho mayor de ser conservados como parte del

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿En qué se diferencian la Paleontología y la Arqueología?

Con frecuencia, confundimos estas dos áreas de estudio debido a que existe la percepción común de que tanto los paleontólogos como los arqueólogos son científicos que extraen cuidadosamente pistas importantes del pasado de las capas de rocas o sedimentos. Aunque es cierto que los científicos de ambas disciplinas «excavan» mucho, el foco de atención de cada una es diferente. Los paleontólogos estudian los fósiles y se preocupan por *todas* las formas vivas del pasado geológico. Por su parte, los arqueólogos se concentran en los restos materiales de la vida humana en el pasado. Estos restos pueden ser tanto los objetos utilizados por las personas hace mucho tiempo, denominados *artefactos*, como los edificios y otras estructuras asociadas con los lugares donde las personas vivían, llamados *yacimientos*. Los arqueólogos nos ayudan a conocer cómo nuestros antepasados humanos afrontaron los retos de la vida en el pasado.

registro fósil si tienen partes duras. Aunque existen rastros y huellas de animales de cuerpo blando, como las medusas, los gusanos y los insectos, son mucho menos comunes (*véase* Recuadro 9.2). La carne suele descomponerse con tanta rapidez que la posibilidad de su conservación es altamente improbable. Las partes duras, como los caparazones, los huesos y los dientes, predominan en el registro de la vida del pasado.

Dado que la conservación depende de condiciones especiales, el registro de la vida en el pasado geológico esta sesgado. El registro fósil de los organismos con partes duras que vivieron en áreas de sedimentación es bastante abundante. Sin embargo, sólo conseguimos una ojeada fugaz del enorme conjunto de otras formas de vida que no satisficieron las condiciones especiales que favorecían la conservación.

Fósiles y correlación

Aunque la existencia de los fósiles se ha conocido durante siglos, no fue hasta finales del siglo XVIII y principios del XIX cuando se puso de manifiesto su importancia como herramientas geológicas. Durante este período, un ingeniero y constructor de canales inglés, William Smith, descubrió que cada formación litológica de los canales en los que trabajaba contenía fósiles diferentes de los encontrados en los estratos superiores o inferiores. Además, observó que podían identificarse (y correlacionarse) estratos sedimentarios de áreas muy separadas por su contenido fósil característico.

Basándose en las observaciones clásicas de Smith y los hallazgos de muchos geólogos que le siguieron, se formuló uno de los principios más importantes y básicos de la historia geológica: *Los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable y, por consiguiente, cualquier* período *puede reconocerse por su contenido fósil.* Esto ha llegado a conocerse como el **principio de la sucesión de fósiles.** En otras palabras, cuando los fósiles se ordenan según su edad, no presentan una imagen aleatoria ni fortuita. Por el contrario, los fósiles documentan la evolución de la vida a través del tiempo.

Por ejemplo, muy pronto en el registro fósil se reconoce una edad de los trilobites. Luego, en sucesión, los paleontólogos reconocen una edad de los peces, una edad de los pantanos carboníferos, una edad de los reptiles y una edad de los mamíferos. Estas «edades» pertenecen a



Recuadro 9.2 ▸ Entender la Tierra

El yacimiento de Burgess Shale

La posesión de partes duras aumenta considerablemente la posibilidad de conservación de los organismos en el registro fósil. Sin embargo, se han dado raras ocasiones en la historia geológica en las que se han conservado grandes cantidades de organismos de cuerpo blando. El yacimiento fósil de Burgess Shale es un ejemplo muy conocido. Situado en las montañas Rocosas de Canadá cerca de la localidad de Field en el sureste de la Columbia Británica, el lugar fue descubierto en 1909 por Charles D. Walcott, de la Smithsonian Institution.

El yacimiento de Burgess Shale es un lugar de conservación fósil excepcional y registra una variedad de animales que no se encuentran en ningún otro lugar. Los animales de Burgess Shale vivieron poco después de la *explosión Cámbrica*, momento en el que se había producido una gran expansión de la biodiversidad marina. Sus fósiles hermosamente conservados representan nuestra instantánea más completa y más acreditada de la vida en el Cámbrico, mucho mejor que los depósitos que contienen sólo fósiles de organismos con partes duras. Hasta la actualidad, se han encontrado más de 100.000 fósiles únicos.

Los animales conservados en Burgess Shale habitaban en un mar cálido y poco profundo adycente al gran arrecife que formaba parte del margen continental de Norteamérica. Durante el Cámbrico, el continente norteamericano se encontraba en los trópicos a ambos lados del ecuador. La vida estaba restringida al océano y el continente era árido y estaba deshabitado.

¿Qué circunstancias llevaron a la conservación de las numerosas formas de vida que se encontraron en Burgess Shale? Los animales vivían en bancos de barro submarinos o encima de ellos; esos bancos de barro se formaron como sedimentos acumulados en los márgenes externos de un arrecife adyacente a un escarpe abrupto (acantilado). Periódicamente la acumulación de barros se tornaba inestable y los sedimentos que se hundían y se deslizaban descendían por el escarpe en forma de corrientes de turbidez. Estas corrientes transportaban los animales en una nube turbulenta de sedimentos hacia la base del arrecife, donde quedaban enterrados. Allí, en un ambiente exento de oxígeno, los caparazones enterrados estaban protegidos de los carroñeros y de las bacterias responsables de la descomposición. Este proceso sucedió una y otra vez, y se formó una secuencia gruesa de capas sedimentarias ricas en fósiles. Hace unos 175 millones de años, las fuerzas orogénicas elevaron estos estratos del fondo oceánico y los desplazaron a muchos kilómetros en dirección este a lo largo de grandes fallas hasta su localización actual en las montañas Rocosas de Canadá.

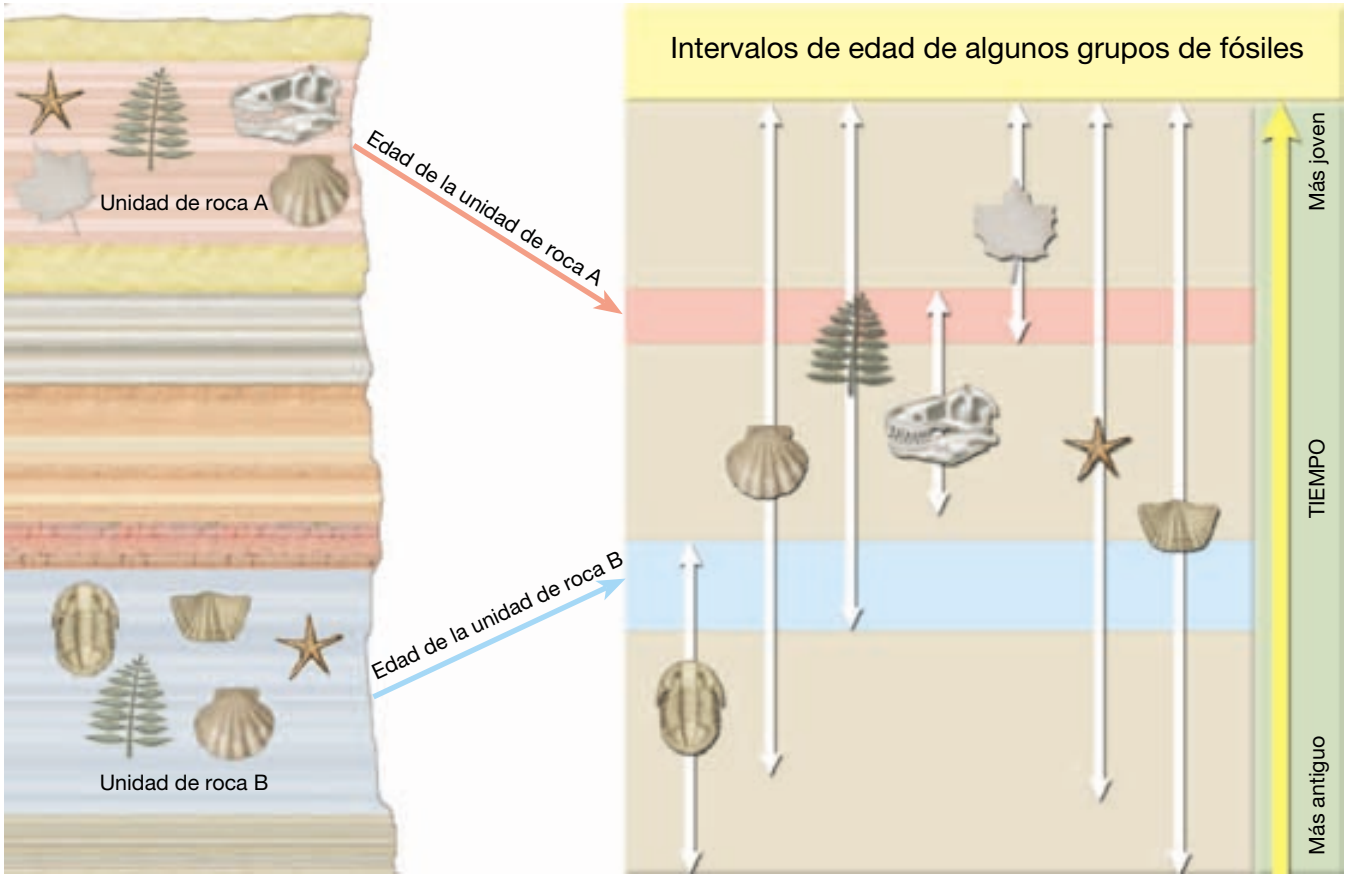
El yacimiento Burguess Shale es uno de los descubrimientos fósiles más importantes del siglo XX. Sus capas conservan para nosotros un destello fascinante del principio de la vida animal, que se remonta a hace más de 500 millones de años.

grupos que fueron especialmente abundantes y característicos durante períodos concretos. Dentro de cada una de las «edades» hay muchas subdivisiones basadas, por ejemplo, en ciertas especies de trilobites, y ciertos tipos de peces, reptiles, etc. Esta misma sucesión de organismos dominantes, nunca desordenada, se encuentra en todos los continentes.

Cuando se descubrió que los fósiles eran indicadores temporales, se convirtieron en el medio más útil de correlacionar las rocas de edades similares en regiones diferentes. Los geólogos prestan una atención particular a ciertos fósiles denominados **fósiles índice** o **guía.** Estos fósiles están geográficamente extendidos y limitados a un corto período de tiempo geológico, de manera que su presencia proporciona un método importante para equiparar rocas de la misma edad. Las formaciones litológicas, sin embargo, no siempre contienen un fósil índice específico. En esas situaciones, se utilizan los grupos de fósiles para establecer la edad del estrato. En la Figura 9.8 se ilustra cómo un conjunto de fósiles puede utilizarse para datar rocas con más precisión de lo que podría realizarse utilizando uno cualquiera de los fósiles.

Además de ser herramientas importantes y a menudo esenciales para correlacionar, los fósiles son importantes indicadores ambientales. Aunque puede deducirse mucho de los ambientes pasados estudiando la naturaleza y las características de las rocas sedimentarias, un examen próximo de los fósiles presentes puede proporcionar normalmente mucha más información. Por ejemplo, cuando se encuentran en una caliza los restos de ciertas conchas de almejas, el geólogo puede suponer de manera bastante razonable que la región estuvo cubierta en alguna ocasión por un mar somero. Además, utilizando lo que sabemos con respecto a los organismos vivos, podemos concluir que los animales fósiles con caparazones gruesos capaces de soportar olas que los golpean hacia un lado y hacia otro habitaban en las líneas de costa.

Por otro lado, los animales con caparazones finos y delicados probablemente indican aguas mar adentro profundas y calmadas. Por consiguiente, examinando de cerca los tipos de fósiles, puede identificarse la posición aproximada de una línea de costa antigua. Además, los fósiles pueden utilizarse para indicar la temperatura del agua en el pasado. Ciertas clases de corales actuales deben vivir en mares tropicales cálidos



▲ **Figura 9.8** El solapamiento de fósiles contribuye a la datación de las rocas con más exactitud que la utilización de un solo fósil.

y superficiales como los que rodean Florida y las Bahamas. Cuando se encuentran tipos similares de coral en calizas antiguas, indican el ambiente marino que debía existir cuando vivían. Estos ejemplos ilustran cómo los fósiles pueden contribuir a desvelar la compleja historia de la Tierra.

Datación con radiactividad



El tiempo geológico
▼ Datación con radiactividad

Además de establecer las fechas relativas utilizando los principios descritos en las secciones previas, es posible también obtener fechas numéricas fiables para los acontecimientos del pasado geológico. Por ejemplo, sabemos que la Tierra tiene alrededor de 4.500 millones de años y que los dinosaurios se extinguieron hace unos 65 millones de años. Las fechas que se expresan en millones y miles de millones de años ponen realmente a prueba nuestra imaginación, porque nuestros calendarios personales implican tiempos medidos en horas, semanas y años. No obstante, la gran extensión del tiempo geológico es una realidad, y la datación radiométrica es la que nos permite medirlo con precisión. En esta sección, estudiaremos la radiactividad y su aplicación en la datación radiométrica.

Repaso de la estructura básica del átomo

Recordemos (Capítulo 3) que cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene protones y neutrones, y que alrededor del núcleo orbitan los electrones. Los *electrones* tienen una carga eléctrica negativa y los *protones* tienen una carga positiva. Un *neutrón* es en realidad una combinación de un protón y un electrón, pues no tiene carga (es neutro).

El *número atómico* (el número que identifica cada elemento) es el número de protones que tiene en su núcleo. Cada elemento tiene un número diferente de protones y, por tanto, un número atómico diferente (hidrógeno = 1, carbono = 6, oxígeno = 8, uranio = 92, etc.). Los átomos de un mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, de manera que el número atómico se mantiene constante.

Prácticamente toda la masa de un átomo (99,9 por ciento) se encuentra en el núcleo, lo que indica que los electrones no tienen prácticamente masa. Así pues, sumando los protones y los neutrones del núcleo de un átomo obtenemos el *número másico* del átomo. El número de neutrones puede variar, y esas variantes, o *isótopos*, tienen diferentes números másicos.

Para resumir con un ejemplo, el núcleo del uranio tiene siempre 92 protones, de manera que su número atómico es siempre 92. Pero su población de neutrones varía, de modo que el uranio tiene tres isótopos: uranio-234 (protones + neutrones = 234), uranio-235 y uranio-238. Todos estos isótopos están mezclados en la naturaleza. Tienen el mismo aspecto y se comportan igual en las reacciones químicas.

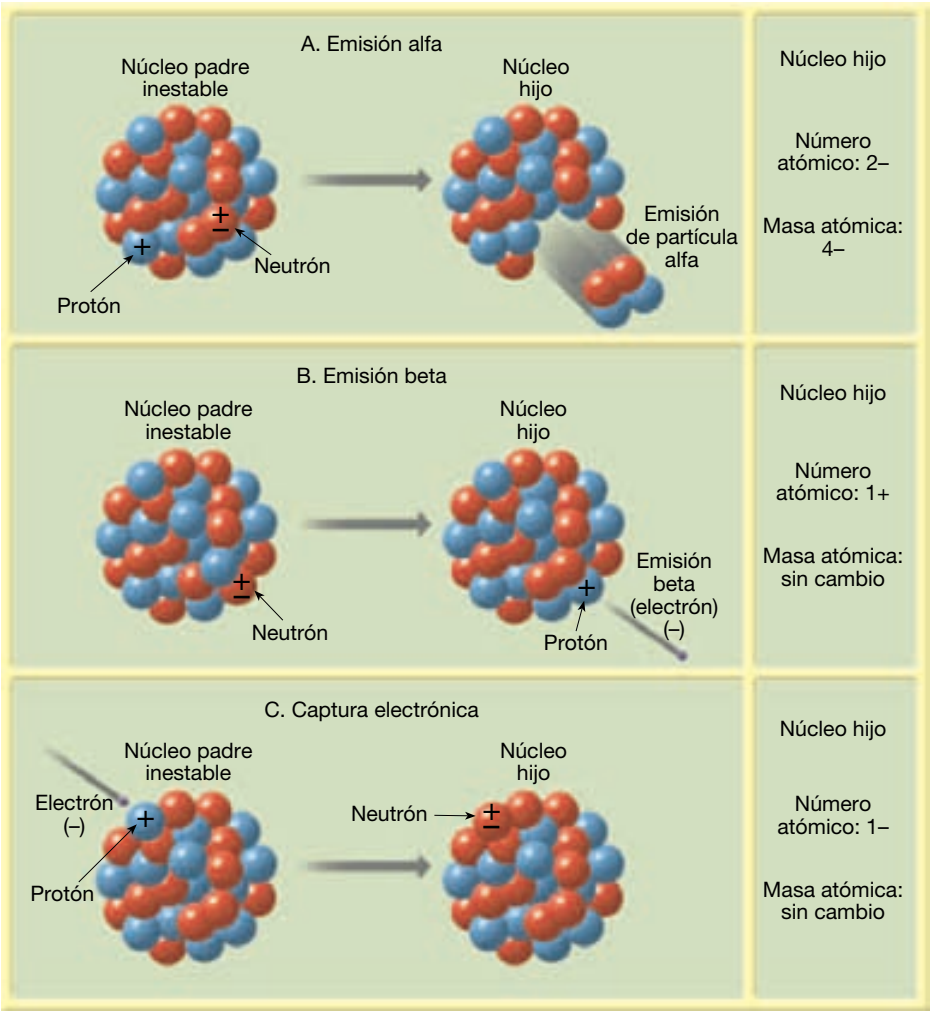
Radiactividad

Las fuerzas que unen los protones y los neutrones en el núcleo suelen ser fuertes. Sin embargo, en algunos isótopos, los núcleos son inestables porque las fuerzas que unen los protones y los neutrones no son lo bastante fuertes. Como consecuencia, los núcleos se descomponen, o desintegran, espontáneamente en un proceso denominado **radiactividad.**

¿Qué ocurre cuando se descomponen los núcleos inestables? En la Figura 9.9 se ilustran tres tipos comunes de desintegración radiactiva, que pueden resumirse como sigue:

1. Pueden emitirse *partículas alfa* (partículas α) del núcleo. Una partícula alfa está compuesta por dos protones y dos neutrones. Por tanto, la emisión de una partícula alfa significa que el número másico del isótopo se reduce en 4 y el número atómico, en 2.
2. Cuando se expulsa una *partícula beta* (partícula β), o electrón, de un núcleo, el número másico se mantiene inalterado, porque los electrones prácticamente no tienen masa. Sin embargo, dado que los electrones proceden de un neutrón (recordemos que un neutrón es una combinación de un protón y un electrón), el núcleo contiene un protón más que antes. Por consiguiente, el número atómico aumenta en 1.
3. A veces un electrón es capturado por el núcleo. El electrón se combina con un protón y forma un neutrón. Como en el último ejemplo, el número másico se mantiene invariable. Sin embargo, dado que el núcleo contiene ahora un protón menos, el número atómico disminuye en 1.

Se denomina *padre* al isótopo radiactivo inestable e *hijos* a los isótopos que resultan de su desintegración. La Figura 9.10 proporciona un ejemplo de desintegración radiactiva. Puede verse que, cuando el radioisótopo padre, el uranio-238 (número atómico 92, número másico 238), se descompone, sigue una serie de etapas, emitiendo 8 partículas alfa y 6 partículas beta antes de convertirse finalmente en el isótopo hijo estable, el plomo-206 (número atómico 82, número másico 206). Uno de los radioisótopos hijo producidos durante esta serie de descomposición es el radón. (En el Recuadro 9.3 se examinan los peligros asociados con este gas radiactivo.)



▶ **Figura 9.9** Tipos comunes de desintegración radiactiva. Nótese que en cada caso cambia el número de protones (número atómico) en el núcleo, produciendo así un elemento diferente.



Recuadro 9.3 ▶ El hombre y el medio ambiente

El radón

Richard L. Hoffman*

La radiactividad se define como la emisión espontánea de partículas atómicas u ondas electromagnéticas de los núcleos atómicos inestables. Por ejemplo, en una muestra de uranio-238, los núcleos inestables se desintegran y producen una variedad de progenie o productos «hijo» radiactivos así como formas de radiación energéticas (Tabla 9.A). Uno de sus productos de desintegración radiactiva es el radón, un gas incoloro, inodoro e invisible.

* El Dr. Hoffman es profesor emérito de Química en el Illinois Central College.

Tabla 9.A Productos de la desintegración del uranio-238

Algunos productos de la desintegración del uranio-238	Partícula de desintegración producida	Período de semidesintegración
Uranio-238	alfa	4.500 millones de años
Radio-226	alfa	1.600 años
Radón-222	**alfa**	**3,82 días**
Polonio-218	alfa	3,1 minutos
Plomo-214	beta	26,8 minutos
Bismuto-214	beta	19,7 minutos
Polonio-214	alfa	$1{,}6 \times 10^{-4}$ segundos
Plomo-210	beta	20,4 años
Bismuto-210	beta	5,0 días
Polonio-210	alfa	138 días
Plomo-206	ninguna	estable

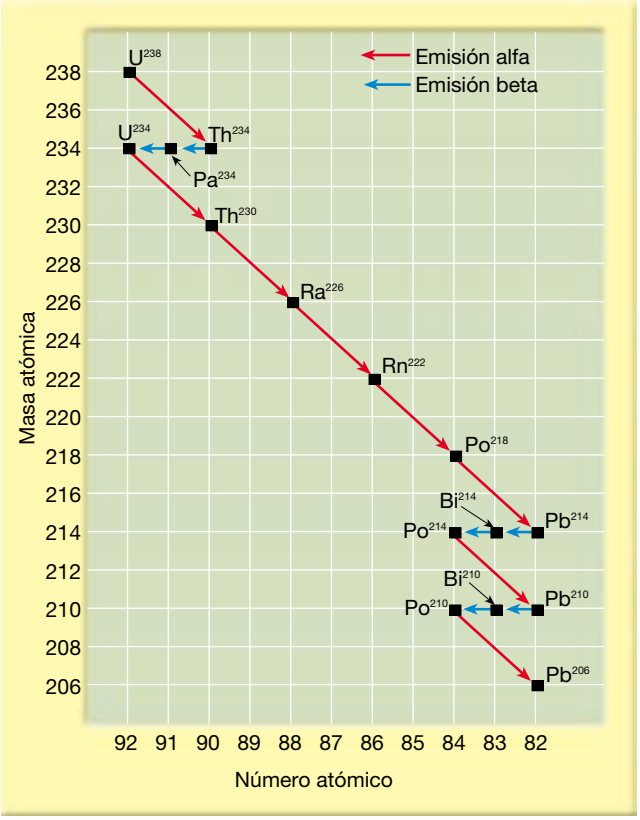


Figura 9.10 El isótopo más común del uranio (U-238) constituye un ejemplo de serie de desintegración radiactiva. Antes de alcanzar el producto final estable (Pb-206), se producen muchos isótopos diferentes como etapas intermedias.

El radón captó la atención pública en 1984, cuando un trabajador de una central nuclear de Pensilvania hizo sonar las alarmas de radiación, no cuando se iba del trabajo, sino cuando acababa de llegar. Su ropa y su pelo estaban contaminados con productos de la desintegración del radón. La investigación reveló que el sótano de su casa tenía una concentración de radón 2.800 veces superior a la media del aire en el interior. La casa estaba situada a lo largo de una formación geológica conocida con el nombre de Reading Prong, una masa de roca portadora de uranio que nace cerca de Reading, Pensilvania, y llega a las proximidades de Trenton, Nueva Jersey.

Con origen en la desintegración radiactiva de las trazas de uranio y torio que se encuentran en casi todos los suelos, los isótopos de radón (Rn-222 y Rn-220) se renuevan continuamente en un proceso natural. Los geólogos calculan que los 2 metros superiores de suelo de un acre de tierra normal contienen alrededor de 23 kilogramos de uranio (entre 2 y 3 partes por millón); algunos tipos de roca contienen más cantidad. El radón se genera continuamente por la desintegración gradual de este uranio. Dado que el período de semidesintegración del uranio dura unos 4.500 millones de años, siempre tendremos radón.

El propio radón se desintegra, con un período de semidesintegración de sólo unos cuatro días. Sus productos de desintegración (excepto el plomo-206) son todos sólidos radiactivos que se adhieren a las partículas de polvo, muchas de las cuales inhalamos. Durante una exposición prolongada a un ambiente contaminado por radón, se producirá alguna desintegración mientras el gas se encuentra en los pulmones y, de esta manera, pondrá la progenie radiactiva del radón en contacto directo con el delicado tejido pulmonar. Las pruebas de acumulación constante indican que el radón es una causa importante de cáncer de pulmón, sólo después del tabaquismo.

Una casa con una concentración de radón de 4,0 picocurios por litro de aire tiene unos ocho o nueve átomos de radón que se desintegran cada minuto por litro de aire. La EPA sugiere que las concentraciones interiores de radón se mantengan por debajo de este nivel. Los cálculos del riesgo de la EPA son conservadores: se basan en el supuesto de que una persona estuviera el 75 por ciento de una vida de 70 años (unos 52 años) en el espacio contaminado, cuando la mayoría de personas no lo estarán.

Una vez se ha producido el radón en el suelo, se difunde por los pequeños espacios que quedan entre las partículas del suelo. Una parte del radón acaba alcanzando la superficie del suelo, donde se disipa en el aire. El radón entra en los edificios y en los hogares a través de orificios y grietas en los suelos y las paredes de los sótanos. La densidad del radón es mayor que la del aire y, por tanto, tiende a permanecer en los sótanos durante su corto ciclo de desintegración.

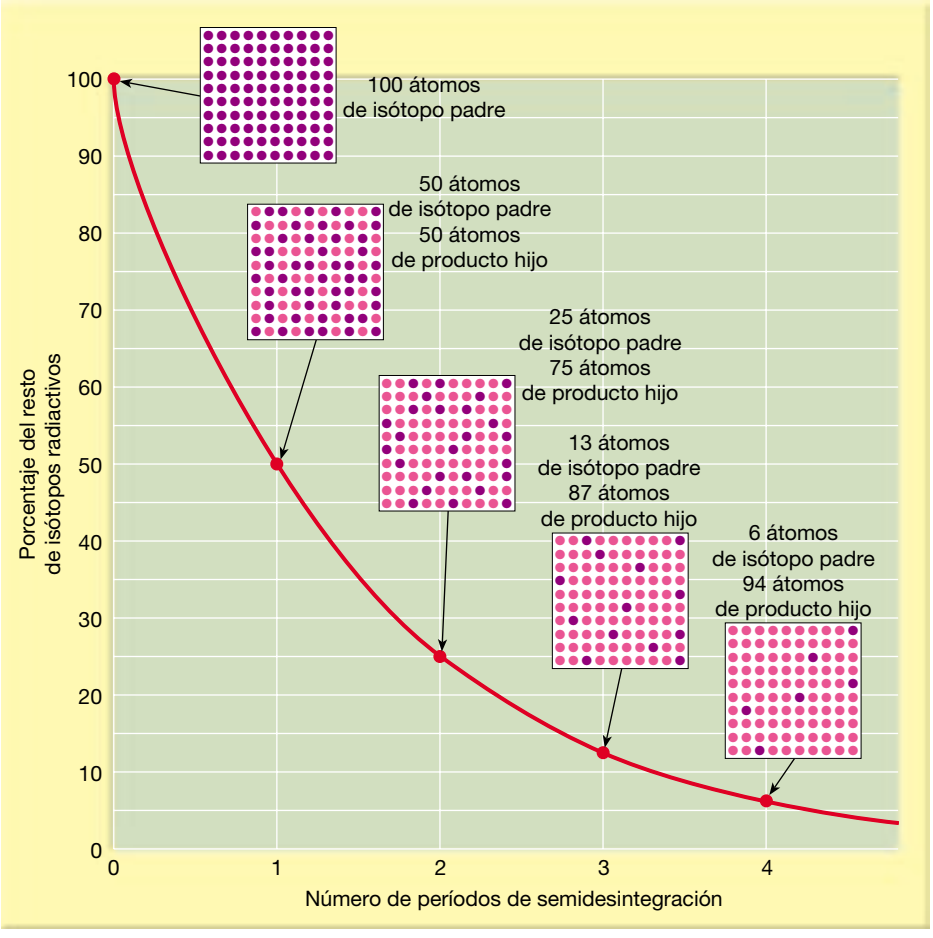
La fuente del radón es tan duradera como su mecanismo de generación en el interior de la Tierra; el radón nunca desaparecerá. Sin embargo, disponemos de estrategias rentables de mitigación para reducir el radón a concentraciones aceptables, en general, sin grandes gastos.

Por supuesto, una de las consecuencias más importantes del descubrimiento de la radiactividad es que proporcionó un medio fiable para calcular la edad de las rocas y los minerales que contienen isótopos radiactivos concretos. El procedimiento se denomina **datación radiométrica.** ¿Por qué es fiable la datación radiométrica? Porque las velocidades de desintegración de muchos isótopos se han medido con precisión y no varían bajo las condiciones físicas que existen en las capas externas de la Tierra. Por consiguiente, cada isótopo radiactivo utilizado para datación ha estado desintegrándose a una velocidad fija desde la formación de las rocas en las que aparece, y los productos de su descomposición se han estado acumulando a una velocidad equivalente. Por ejemplo, cuando el uranio se incorpora en un mineral que cristaliza a partir de un magma, no existe plomo (el isótopo hijo estable) procedente de una desintegración previa. El «reloj» radiométrico empieza en ese momento. A medida que se desintegra el uranio de ese mineral recién formado, van quedando atrapados los átomos del producto hijo y acaban acumulándose cantidades medibles de plomo.

Período de semidesintegración

El tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los núcleos de una muestra se denomina período **de semidesintegración** del isótopo. El período de semidesintegración es una forma común de expresar la velocidad de desintegración radiactiva. En la Figura 9.11 se ilustra lo que ocurre cuando un radioisótopo padre se descompone directamente en el isótopo hijo estable. Cuando las cantidades del padre y del hijo son iguales (proporción 1/1), sabemos que ha transcurrido un período de semidesintegración. Cuando queda una cuarta parte de los átomos del radioisótopo padre original y las tres cuartas partes se han desintegrado para producir el isótopo hijo, la proporción padre/hijo es 1/3 y sabemos que han transcurrido dos vidas medias. Después de tres vidas medias, la proporción de átomos del padre a átomos del hijo es de 1/7 (un átomo padre por cada siete átomos hijos).

Si se conoce el período de semidesintegración de un isótopo radiactivo y puede determinarse la proporción padre/hijo, puede calcularse la edad de la muestra. Por ejemplo, supongamos que el período de semidesintegra-



▶ **Figura 9.11** La curva de desintegración radiactiva muestra un cambio que es exponencial. Después de un período de semidesintegración queda la mitad del precursor radiactivo. Después de un segundo período, queda una cuarta parte del progenitor, y así sucesivamente.

ción de un isótopo inestable hipotético es de un millón de años y la proporción padre/hijo de la muestra es 1/15, dicha proporción indica que han transcurrido cuatro períodos de semidesintegración y que la muestra debe tener 4 millones de años.

Datación radiométrica

Obsérvese que el *porcentaje* de átomos radiactivos que se descomponen durante un período de semidesintegración es siempre el mismo: 50 por ciento. Sin embargo, el *número real* de átomos que se descomponen con cada período de semidesintegración disminuye continuamente. Por tanto, a medida que disminuye el porcentaje de átomos del radioisótopo padre, aumenta la proporción del isótopo hijo estable, coincidiendo exactamente el aumento de átomos hijo con la disminución de los átomos padre. Este hecho es la clave para la datación radiométrica.

De los muchos isótopos radiactivos que existen en la naturaleza, cinco han demostrado ser particularmente útiles para proporcionar edades radiométricas de las rocas antiguas (Tabla 9.1). El rubidio-87, el torio-232 y los dos isótopos del uranio se utilizan sólo para la datación de rocas que tienen millones de años de antigüedad, pero el potasio-40 es más versátil.

Potasio-argón Aunque el período de semidesintegración del potasio-40 es de 1.300 millones de años, las técnicas analíticas posibilitan la detección de cantidades muy bajas de su producto estable de desintegración, el argón-40, en algunas rocas que tienen menos de 100.000 años. Otra razón importante para su uso frecuente es que el potasio es un constituyente abundante de muchos minerales comunes, en particular las micas y los feldespatos.

Aunque el potasio (K) tiene tres isótopos naturales, K^{39}, K^{40} y K^{41}, sólo el K^{40} es radiactivo. Cuando se desintegra, lo hace de dos maneras. Aproximadamente el 11 por ciento cambia a argón-40 (Ar^{40}) por medio de captura electrónica. El 89 por ciento restante del K^{40} se descompone en calcio-40 (Ca^{40}) mediante emisión beta. La descomposición del K^{40} a Ca^{40}, sin embargo, no es útil para la datación radiométrica, porque el Ca^{40} producido por desintegración radiactiva no puede distinguirse del calcio que podía estar presente cuando se formó la roca.

Tabla 9.1 Isótopos utilizados frecuentemente en la datación radiométrica

Radioisótopo padre	Producto hijo estable	Valores de períodos de semidesintegración actualmente aceptados
Uranio-238	Plomo-206	4.500 millones de años
Uranio-235	Plomo-207	713 millones de años
Torio-232	Plomo-208	14.100 millones de años
Rubidio-87	Estroncio-87	47.000 millones de años
Potasio-40	Argón-40	1.300 millones de años

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Con la desintegración radiactiva, ¿habrá un momento en el que toda la materia padre se convierta en el producto hijo?

En teoría, no. Durante cada período de semidesintegración, la mitad de la materia padre se convierte en producto hijo. Luego, otra mitad se convierte después de otro período de semidesintegración, y así sucesivamente. (En la Figura 9.11 se muestra cómo funciona esta relación logarítmica. Obsérvese que la línea roja se hace casi paralela al eje horizontal después de varios períodos de semidesintegración.) De convertirse sólo la mitad del material padre restante en producto hijo, nunca hay un momento en el que se convierta la totalidad del material padre. Piénselo de esta manera. Si corta un pastel por la mitad y se come sólo la mitad varias veces, ¿se lo comería todo en algún momento? (La respuesta es negativa, en el supuesto de que disponga de un cuchillo lo suficientemente afilado para cortar el pastel a una escala atómica.) No obstante, después de muchos períodos de semidesintegración, el material padre puede existir en cantidades tan pequeñas que en esencia no puede detectarse.

El reloj potasio-argón empieza a funcionar cuando los minerales que tienen potasio cristalizan a partir de un magma o se forman dentro de una roca metamórfica. En este momento, los nuevos minerales contendrán K^{40}, pero carecerán de Ar^{40}, porque este elemento es un gas inerte que no se combina químicamente con otros elementos. Conforme pasa el tiempo, el K^{40} se descompone continuamente por captura electrónica. El Ar^{40} producido por este proceso permanece atrapado dentro del retículo cristalino del mineral. Dado que no había Ar^{40} cuando se formó el mineral, todos los átomos hijo atrapados en el mineral deben proceder de la descomposición del K^{40}. Para determinar la edad de una muestra, se mide con precisión la proporción K^{40}/Ar^{40} y se aplica el período de semidesintegración conocido del K^{40}.

Fuentes de error Es importante tener en cuenta que sólo puede obtenerse una fecha radiométrica precisa si el mineral permaneció en un sistema cerrado durante todo el período desde que se formó. Sólo es posible una datación correcta si no ha habido adición ni pérdida de isótopos padre o hijo. Esto no siempre es así. De hecho, una limitación importante del método potasio-argón surge del hecho de que el argón es un gas y puede escapar de los minerales, falseando las medidas. De hecho, las pérdidas

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Si las proporciones padre/hijo no son siempre fiables, ¿cómo pueden obtenerse fechas radiométricas significativas para las rocas?

Una precaución común contra las fuentes de error es el uso de verificaciones cruzadas. A menudo eso sólo implica someter una muestra a dos métodos radiométricos diferentes. Si ambas fechas coinciden, la probabilidad de que la fecha sea fiable es elevada. En cambio, si hay una diferencia considerable entre las dos fechas, deben utilizarse otras verificaciones cruzadas (como el uso de fósiles o la correlación con otros estratos indicadores bien datados) para determinar qué fecha es correcta, si alguna de las dos lo es.

pueden ser significativas si la roca está sometida a temperaturas relativamente elevadas.

Por supuesto, una reducción de la cantidad de Ar^{40} lleva a una infravaloración de la edad de la roca. A veces, las temperaturas son lo bastante altas durante un período de tiempo suficientemente largo como para que escape todo el argón. Cuando esto ocurre, vuelve a empezar el reloj potasio-argón y la datación de la muestra proporcionará sólo el tiempo transcurrido desde el reajuste térmico, no la edad verdadera de la roca. En el caso de otros relojes radiométricos, puede producirse una pérdida de isótopos hijo si la roca ha sido sometida a meteorización o lixiviación. Para evitar dicho problema, un dispositivo de seguridad sencillo consiste en utilizar sólo material fresco, no meteorizado, ni muestras que puedan haber sido alteradas químicamente.

Datación con carbono-14

Para datar acontecimientos muy recientes, se utiliza el carbono-14. El carbono-14 es el isótopo radiactivo del carbono. El proceso se denomina a menudo **datación por radiocarbono.** Dado que el período de semidesintegración del carbono-14 es sólo de 5.730 años, puede utilizarse para la datación de acontecimientos que han ocurrido desde el pasado histórico, así como para los ocurridos en la historia geológica reciente (*véase* Recuadro 9.4). En algunos casos, el carbono-14 puede utilizarse para datar acontecimientos que ocurrieron hace incluso 70.000 años.



Recuadro 9.4 ▶ Entender la Tierra

Utilización de los anillos de los árboles para la datación y el estudio del pasado reciente

Si miramos la parte superior del tocón de un árbol o el extremo de un tronco, veremos que se compone de una serie de anillos concéntricos. El diámetro de cada uno de estos *anillos del árbol* crece hacia fuera desde el centro. Cada año, en las regiones templadas, los árboles añaden una capa de madera nueva debajo de la corteza. Las características de cada anillo, como el tamaño y la densidad, reflejan las condiciones ambientales (en especial el clima) predominantes en el año en el que se formó el anillo. Las condiciones favorables al crecimiento producen un anillo ancho; las desfavorables, un anillo estrecho. Los árboles que crecen a la vez en la misma región presentan patrones de los anillos similares.

Dado que suele añadirse un solo anillo de crecimiento cada año, la edad del árbol talado puede determinarse contando los anillos. Si se conoce el año en el que se taló, pueden determinarse la edad del árbol y el año en el que se formó cada anillo contando desde el anillo más externo*. Este procedimiento puede utilizarse para establecer las fechas de los acontecimientos geológicos recientes, como la cantidad mínima de años transcurridos desde que se creó una nueva superficie continental provocada por un deslizamiento o una inundación. La datación y el estudio de los anillos anuales de los árboles se denominan *dendrocronología*.

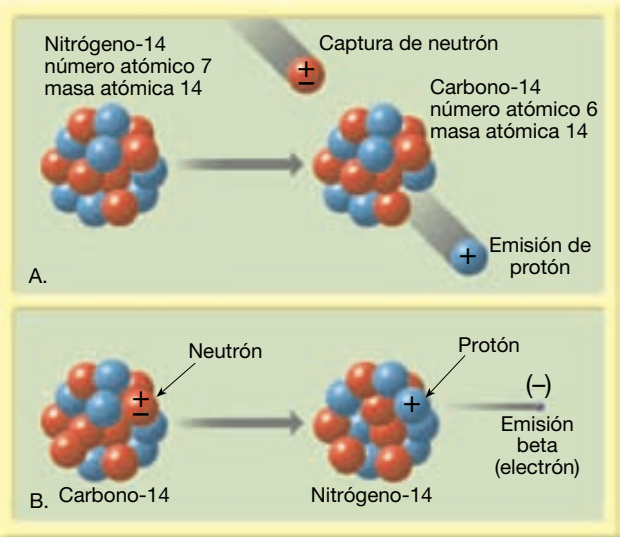
Para hacer un uso más eficaz de los anillos de los árboles, se establecen modelos extendidos conocidos como cronologías de los anillos. Se producen comparando los patrones de los anillos en los árboles de una zona. Si puede identificarse el mismo patrón en dos muestras, una de las cuales ha sido datada, puede fecharse la segunda muestra a partir de la primera equiparando el patrón de los anillos que ambas tienen en común. Esta técnica, llamada *datación cruzada*, se ilustra en la Figura 9.A. Se han establecido las cronologías de los anillos de los árboles que se remontan a hace miles de años para algunas regiones. Para fechar una muestra de madera de edad desconocida, se compara su patrón de anillos con la cronología de referencia.

Las cronologías de los anillos de los árboles son archivos únicos de la historia ambiental y tienen aplicaciones importantes en disciplinas como la climatología, la Geología, la Ecología y la Arqueología. Por ejemplo, los anillos de los árboles se utilizan para reconstruir las variaciones climáticas en una región en intervalos de tiempo de miles de años anteriores a los registros históricos humanos. El conoci-

* Los científicos no están limitados a trabajar sólo con árboles talados. Pueden tomarse muestras pequeñas, no destructivas, de los árboles vivos.

El carbono-14 se produce continuamente en la atmósfera superior como consecuencia del bombardeo de rayos cósmicos. Los rayos cósmicos (partículas nucleares de alta energía) dispersan los núcleos de los átomos gaseosos, liberando neutrones. Algunos de los neutrones son absorbidos por los átomos de nitrógeno (número atómico 7, número másico 14), haciendo que cada núcleo emita un protón. Como consecuencia, el número atómico disminuye en uno (a 6), y se crea un elemento diferente, el carbono-14 (Figura 9.12A). Este isótopo del carbono se incorpora rápidamente en el dióxido de carbono, que circula en la atmósfera y es absorbido por la materia viva. Como consecuencia, todos los organismos contienen una pequeña cantidad de carbono-14, incluidos nosotros mismos.

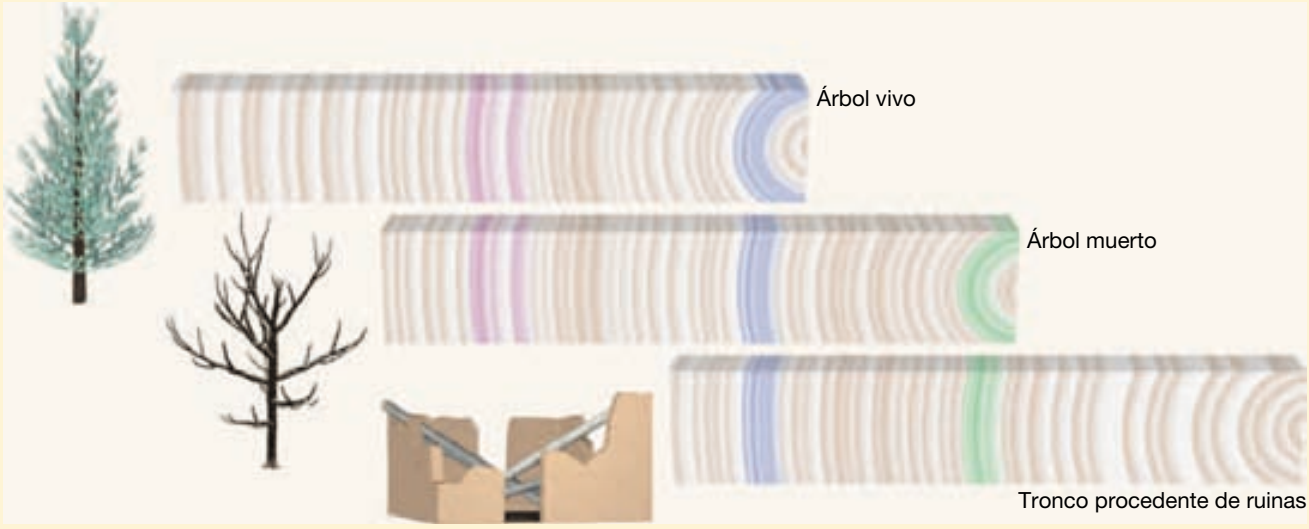
Mientras un organismo está vivo, el carbono radiactivo en descomposición es sustituido continuamente, y las proporciones entre el carbono-14 y el carbono-12 permanecen constantes. El carbono-12 es el isótopo estable y más común del carbono. Sin embargo, cuando muere una planta o un animal, la cantidad de carbono-14 disminuye gradualmente conforme se desintegra en nitrógeno-14 por emisión beta (Figura 9.12B). Comparando las proporciones de carbono-14 y carbono-12 en una muestra, pueden determinarse las fechas mediante radiocarbono. Es importante destacar que el carbono-14 sólo es útil para datar los materiales orgánicos como la madera, el carbón vegetal, los huesos, la carne e incluso los tejidos hechos de fibras de algodón.



▲ **Figura 9.12** **A.** Producción y **B.** desintegración del carbono-14. Esta figura representa los núcleos de los átomos respectivos.

miento de estas variaciones a largo plazo tiene un gran valor para hacer valoraciones referentes al registro reciente del cambio climático.

En resumen, la dendrocronología proporciona datos numéricos útiles para los acontecimientos del pasado histórico y prehistórico reciente. Además, dado que los anillos de los árboles son un almacén de datos, son una herramienta valiosa en la reconstrucción de los ambientes del pasado.



▲ **Figura 9.A** La datación cruzada es un principio básico de la dendrocronología. Aquí se utilizó para datar un yacimiento arqueológico mediante la correlación de los patrones de los anillos de la madera procedente de árboles de edades distintas. En primer lugar, se establece una cronología de los anillos de los árboles de la zona utilizando muestras extraídas de los árboles vivos. Esta cronología se extiende hacia atrás comparando los patrones coincidentes de árboles muertos, más antiguos. Por último, se datan las muestras tomadas de las vigas de madera del interior de las ruinas mediante la cronología establecida a partir de las otras dos muestras.

Aunque el carbono-14 es útil sólo para fechar la última pequeña fracción del tiempo geológico, se ha convertido en una herramienta muy valiosa para los antropólogos, los arqueólogos y los historiadores, así como para los geólogos que estudian la historia muy reciente de la Tierra. De hecho, el desarrollo de la datación mediante radiocarbono se consideró tan importante que el químico que descubrió esta aplicación, Willard F. Libby, recibió el premio Nobel en 1960.

Importancia de la datación radiométrica

Tengamos en cuenta que, aunque el principio básico de la datación radiométrica es simple, el procedimiento real es bastante complejo. El análisis que determina las cantidades del isótopo padre y del isótopo hijo debe ser extremadamente preciso. Además, parte del material radiactivo no se descompone directamente en isótopo hijo estable, como ocurrió en nuestro ejemplo hipotético, un hecho que puede complicar el análisis. En el caso del uranio-238, se forman 13 isótopos hijo inestables antes de alcanzar el número 14, el isótopo estable, plomo-206 (*véase* Figura 9.10).

Los métodos de datación radiométrica han suministrado, literalmente, miles de fechas para acontecimientos de la historia de la Tierra. Se han encontrado rocas de 3.000 millones de años, y los geólogos saben que existen rocas todavía más antiguas. Por ejemplo, un granito de Sudáfrica se ha fechado en 3.200 millones de años, y contiene inclusiones de cuarcita. (Recordemos que las inclusiones son más antiguas que la roca que las contiene.) La cuarcita, una roca metamórfica, fue originalmente la roca sedimentaria arenisca. La arenisca, a su vez, es el producto de la litificación de los sedimentos producidos por la meteorización de rocas preexistentes. Por tanto, tenemos una indicación positiva de que existieron rocas incluso más antiguas.

La datación radiométrica ha reivindicado las ideas de Hutton, Darwin y otros, quienes dedujeron hace 150 años que el tiempo geológico debe de ser inmenso. De hecho, la datación radiométrica ha demostrado que ha habido tiempo suficiente para que los procesos que observamos hayan llevado a cabo tareas extraordinarias.

Escala de tiempo geológico

El tiempo geológico
▼ Escala de tiempo geológico

Los geólogos han dividido el total de la historia geológica en unidades de magnitud variable. Juntas, comprenden la **escala de tiempo geológico** de la historia de la Tierra (Figura 9.13). Las unidades principales de la escala temporal se delinearon durante el siglo XIX, fundamentalmente por investigadores de Gran Bretaña y Europa occidental. Dado que entonces no se disponía de la datación absoluta, la escala temporal completa se creó utilizando métodos de datación relativa. Hubo que esperar al siglo XX para que los métodos radiométricos permitieran añadir fechas numéricas.

Estructura de la escala temporal

La escala de tiempo geológico subdivide los 4.500 millones de años de la historia de la Tierra en muchas unidades diferentes y proporciona una estructura temporal significativa dentro de la cual se disponen los acontecimientos del pasado geológico. Como se muestra en la Figura 9.13, los **eones** representan las mayores extensiones de tiempo. El eón que empezó hace unos 540 millones de años es el **Fanerozoico,** término derivado de las palabras griegas que significan *vida visible.* Se trata de una descripción apropiada porque las rocas y los depósitos del eón Fanerozoico contienen abundantes fósiles que documentan importantes tendencias evolutivas.

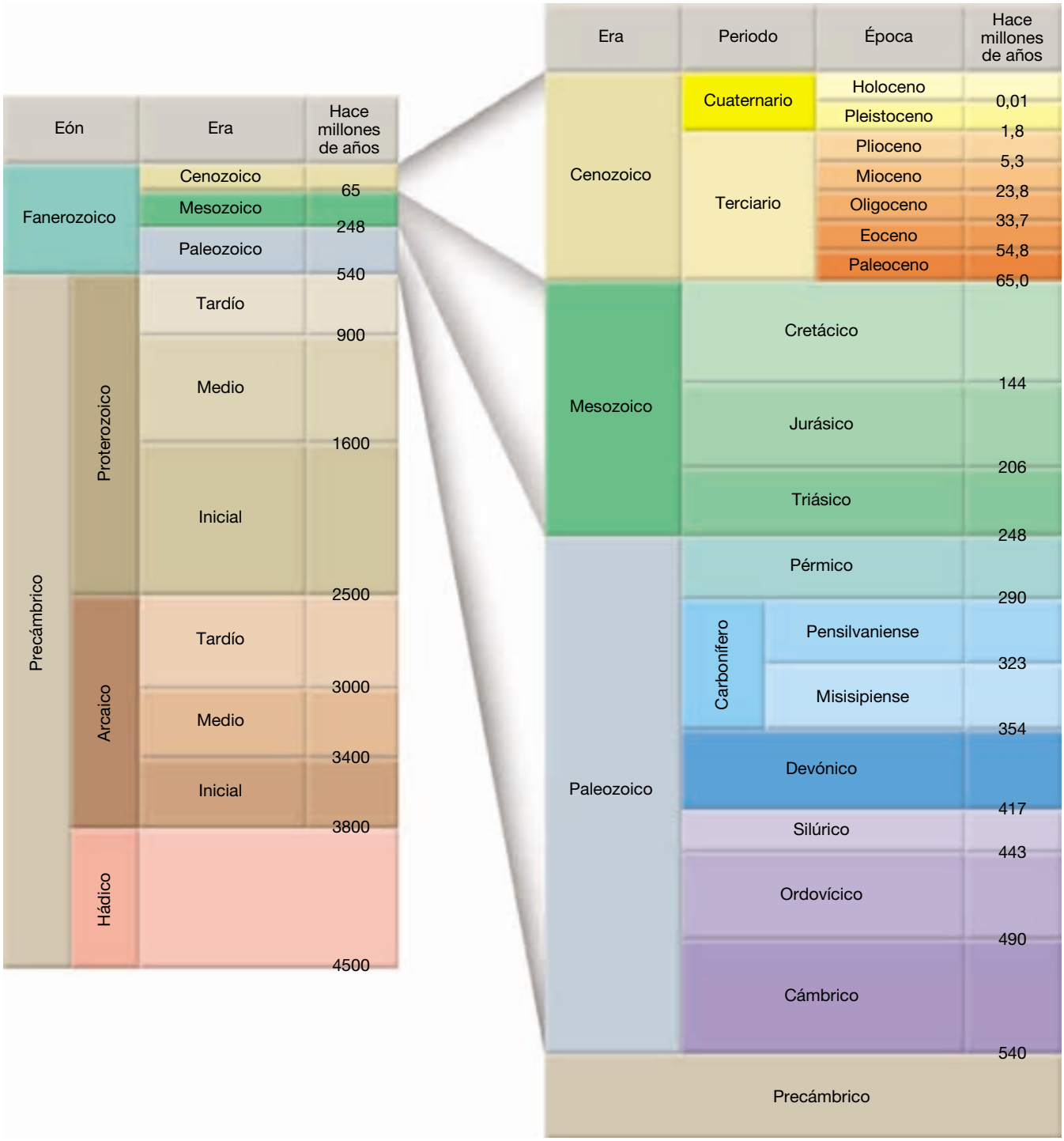
Otra ojeada a la escala temporal revela que el eón Fanerozoico se divide en **eras.** Las tres eras que comprenden el eón Fanerozoico son la **Paleozoica** (*paleo* = antiguo; *zoe* = vida), la **Mesozoica** (*meso* =medio; *zoe* = vida) y la **Cenozoica** (*ceno* = reciente; *zoe* = vida). Como implican los propios nombres, las eras están limitadas por profundos cambios de las formas de vida en el ámbito global (*véase* Recuadro 9.5).

Cada era está subdividida en unidades temporales conocidas como **períodos.** El Paleozoico tiene seis, el Mesozoico tres y el Cenozoico dos. Cada uno de esos once períodos se caracteriza por un cambio algo menos profundo de las formas de vida, en comparación con las eras. Las eras y los períodos del Fanerozoico, con breves

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Ha habido algún momento en la historia de la Tierra en el que los dinosaurios y los seres humanos coexistieran?

Aunque en algunas películas antiguas y en los dibujos animados han representado que las personas y los dinosaurios vivían las unas al lado de los otros, eso nunca sucedió. Los dinosaurios florecieron durante la era Mesozoica y se extinguieron hace unos 65 millones de años (*véase* Recuadro 9.5). Por el contrario, los seres humanos y sus antepasados cercanos no aparecieron hasta la era Cenozoica muy tardía, más de 60 millones de años *después* de la desaparición de los dinosaurios.



▲ **Figura 9.13** Escala de tiempo geológico. Las fechas absolutas se añadieron mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. (Datos de la Sociedad Geológica Americana.)

explicaciones de cada uno de ellos, se muestran en la Tabla 9.2.

Finalmente cada uno de los once períodos se divide en unidades aún más pequeñas denominadas **épocas.** Como puede verse en la Figura 9.13, para el Cenozoico se han nombrado siete épocas. Las épocas de otros períodos suelen denominarse simplemente como *temprana*, *media* y *tardía*.



Recuadro 9.5 ▶ La Tierra como sistema

La desaparición de los dinosaurios

Los límites entre las divisiones en la escala de tiempo geológico representan épocas de cambio geológico o biológico significativo. De especial interés es el límite entre el Mesozoico («vida media») y el Cenozoico («vida reciente»), hace unos 65 millones de años. Aproximadamente por esta época, desaparecieron más de la mitad de todas las especies en una *extinción masiva*. Este límite marca el final de la era en la cual los dinosaurios y otros reptiles dominaban el paisaje y el comienzo de la era en la cual los mamíferos se hicieron muy importantes. Debido a que el último período del Mesozoico es el Cretácico (abreviado como K para evitar confusión con otros períodos que empiezan por «C»), y que el primer período del Cenozoico es el Terciario (abreviado «T»), la época de esta extinción masiva se conoce como *el límite KT* o Cretácico-Terciario.

La extinción de los dinosaurios se atribuye generalmente a la incapacidad de este grupo para adaptarse a algún cambio radical de las condiciones ambientales. ¿Qué acontecimiento pudo haber desencadenado la rápida extinción de los dinosaurios, uno de los grupos más prósperos de los animales terrestres que nunca haya vivido?

La hipótesis con mayor respaldo propone que, hace aproximadamente 65 millones de años, nuestro planeta recibió el impacto de un gran meteorito carbonáceo, un vestigio de la formación del Sistema Solar. La masa rocosa errante medía aproximadamente 10 kilómetros de diámetro y se desplazaba a unos 90.000 kilómetros por hora en el momento del impacto. Colisionó con la parte meridional de Norteamérica, en lo que ahora es la península mexicana de Yucatán y que en aquel momento era un mar tropical poco profundo (Figura 9.B). Se calcula que la energía liberada por el impacto fue equivalente a 100 millones de megatoneladas (*mega* = millón) de explosivos potentes.

Durante uno o dos años después del impacto, el polvo en suspensión redujo enormemente la entrada de luz solar a la superficie de la Tierra, lo cual provocó el enfriamiento global («invierno de impacto») e impidió la fotosíntesis, alterando enormemente la producción de alimentos. Mucho después de que el polvo se asentara, permanecían el dióxido de carbono, el vapor de agua y los óxidos de azufre que se habían añadido a la atmósfera tras el impacto. Si se hubiesen formado cantidades significativas de aerosoles sulfatados, su alto poder de reflexión habría ayudado a perpetuar las temperaturas superficiales más frías durante algunos años más*. Al final, los aerosoles sulfatados dejan la atmósfera en forma de lluvia ácida. Por el contrario, el dióxido de carbono tiene un período de residencia en la atmósfera mucho más largo. El dióxido de carbono es un *gas invernadero*, un gas que atrapa una parte de la radiación emitida por la superficie terrestre**. Una vez han desaparecido los aerosoles, el aumento del efecto invernadero a causa del dióxido de carbono hubiese conducido a un crecimiento a largo plazo de las temperaturas globales medias. El resultado probable era que una parte de la vida vegetal y animal que había sobrevivido a la agresión ambiental del principio habría acabado siendo víctima de las presiones asociadas con el enfriamiento global, seguidas por la lluvia ácida y el calentamiento global.



▲ **Figura 9.B** El cráter Chicxulub es un cráter de impacto gigante que se formó hace unos 65 millones de años y que desde entonces se ha llenado de sedimentos. Con un diámetro aproximado de 180 kilómetros, el cráter Chicxulub es considerado por algunos investigadores como el punto de impacto del meteorito que provocó la extinción de los dinosaurios.

La extinción de los dinosaurios hizo surgir hábitats para los pequeños mamíferos supervivientes. Estos nuevos hábitats, junto con las fuerzas de la evolución, llevaron al desarrollo de los grandes mamíferos que ocupan nuestro mundo actual.

¿Qué pruebas indican una colisión catastrófica como ésta hace 65 millones de años? En primer lugar, se ha descubierto en todo el mundo una fina capa de sedimento de casi 1 centímetro de grosor en el límite KT. Este sedimento contiene una elevada concentración del elemento *iridio*, raro en la corteza terrestre, pero encontrado en grandes proporciones en los meteoritos pétreos. ¿Podría esta capa constituir los restos dispersos del meteorito que fue responsable de los cambios ambientales que indujeron la desaparición de muchos grupos de reptiles?

A pesar de que cada vez recibe más apoyo, algunos científicos no están de acuerdo con la hipótesis del impacto. En su lugar, sugieren que unas grandes erupciones volcánicas podrían haber inducido una ruptura de la cadena alimentaria. Para respaldar esta hipótesis, citan las enormes emisiones de lava de la llanura del Deccan, al norte de la India, hace unos 65 millones de años.

Sea cual fuere la causa de la extinción KT, ahora tenemos una mayor comprensión del papel de los acontecimientos catastróficos en el modelado de la historia de nuestro planeta y la vida que lo ocupa. ¿Podría suceder un acontecimiento catastrófico con unas consecuencias similares en la actualidad? Esta posibilidad explica por qué un acontecimiento que ocurrió hace 65 millones de años ha cautivado el interés de tantas personas.

* Estos aerosoles son gotitas creadas por la combinación de óxidos de azufre y agua que pueden permanecer suspendidos durante largos intervalos de tiempo. En el Recuadro 21.7 «Aerosoles procedentes del Volcán Humano» se trata más ampliamente el tema de los aerosoles.

** En la Figura 21.7 y la sección «El dióxido de carbono y el calentamiento global», del Capítulo 21, se tratan el dióxido de carbono y el efecto invernadero.

Tabla 9.2 Divisiones principales del tiempo geológico

Era cenozoica (edad de vida reciente)	Período cuaternario	Las diversas eras geológicas se denominaron originalmente Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria. Los dos primeros nombres ya no se utilizan; Terciario y Cuaternario se han mantenido pero se utilizan como períodos.
	Período terciario	
Era mesozoica (edad de vida intermedia)	Período cretácico	Derivado de la palabra latina que significa creta y aplicado por primera vez a los depósitos extensos que forman los blancos acantilados a lo largo del Canal de la Mancha.
	Período jurásico	Debe su nombre a las montañas del Jura, localizadas entre Francia y Suiza, donde se estudiaron por primera vez las rocas de esta edad.
	Período triásico	De la palabra «trias» en reconocimiento al carácter triple de estas rocas en Europa.
Era paleozoica (edad de vida antigua)	Período pérmico	Debe su nombre a la provincia de Perm, Rusia, donde se estudiaron por primera vez estas rocas.
	Período carbonífero	Debido a que estas rocas han producido mucho carbón.
	Período devónico	Debe su nombre al condado de Devonshire, Inglaterra, donde estas rocas se estudiaron por primera vez.
	Período silúrico	Nombres dados por las tribus celtas a los siluros y los ordovicios, que vivieron en Gales durante la conquista romana.
	Período ordovícico	
	Período cámbrico	Procede del nombre romano para Gales (Cambria), donde se estudiaron por primera vez las rocas que contienen las primeras pruebas de formas complejas de vida.
Precámbrico		El período comprendido entre el nacimiento del planeta y la aparición de formas complejas de vida. Alrededor del 88 por ciento de los 4.500 millones de años que se calcula a la Tierra pertenecen a este espacio de tiempo.

FUENTE: U. S. Geological Survey.

El Precámbrico

Obsérvese que el detalle de la escala de tiempo geológico no empieza hasta hace unos 540 millones de años, la fecha que determina el comienzo del período Cámbrico. Los más de 4.000 millones de años anteriores al Cámbrico se dividieron en tres eones, el **Hádico** (*Hades* = mundo subterráneo mitológico donde habitan los espíritus de los muertos), el **Arcaico** (*archaios* = antiguo) y el **Proterozoico** (*proteros* = anterior; *zoe* = vida). También es frecuente que a este amplio período de tiempo se le denomine **Precámbrico.** Aunque representa más del 88 por ciento de la historia de la Tierra, el Precámbrico no se divide en tantas unidades de tiempo menores como el Fanerozoico.

¿Por qué el enorme período de tiempo del Precámbrico no se divide en numerosas eras, períodos y épocas? La razón es que no se conoce con suficiente detalle la historia precámbrica. La cantidad de información que los geólogos han descifrado con respecto al pasado de la Tierra es algo análoga al detalle de la historia humana. Cuanto más retrocedemos en el tiempo, menos sabemos. Por supuesto, existen más datos e información de los últimos diez años que del primer decenio del siglo XX; los acontecimientos del siglo XIX han sido documentados mucho mejor que los acontecimientos del primer siglo antes de Cristo; y así sucesivamente. Lo mismo ocurre con la historia de la Tierra. El pasado más reciente tiene el registro más fresco, menos alterado y más visible. Cuanto más retrocede en el tiempo el geólogo, más fragmentados se vuelven el registro y las pistas. Hay otras razones que explican por qué carecemos de una escala temporal detallada para este enorme segmento de la historia de la Tierra:

1. La primera evidencia fósil abundante no aparece en el registro geológico hasta comienzos del Cámbrico. Antes del Cámbrico, predominaron formas de vida como las algas, las bacterias, los hongos y los gusanos. Todos estos organismos carecen de partes duras, una condición importante que favorece la conservación. Por esta razón, sólo hay un registro fósil Precámbrico escaso. Se han estudiado con cierto detalle muchos afloramientos de las rocas del Precámbrico, pero a menudo es difícil establecer correlaciones cuando faltan fósiles.
2. Dado que las rocas precámbricas son muy antiguas, la mayoría ha estado sujeta a muchos cambios. Gran parte del registro litológico del Precámbrico se compone de rocas metamór-

ficas muy deformadas. Esto dificulta la interpretación de los ambientes del pasado, porque se han destruido muchas de las pistas presentes en las rocas sedimentarias originales.

La datación radiométrica ha proporcionado una solución parcial a la problemática tarea de datar y correlacionar las rocas del Precámbrico. Pero el desenredar el complejo registro precámbrico sigue siendo una tarea desalentadora.

Dificultades para datar la escala de tiempo geológico

Aunque se han establecido fechas numéricas razonablemente exactas para los períodos geológicos (Figura 9.13), la tarea no carece de dificultades. La principal dificultad para asignar fechas numéricas a las unidades de tiempo consiste en que no todas las rocas pueden ser datadas por métodos radiométricos. Recordemos que, para que una fecha radiométrica sea útil, todos los minerales de la roca deben haberse formado aproximadamente al mismo tiempo. Por esta razón, los isótopos radiactivos pueden utilizarse para determinar cuándo cristalizaron los minerales de una roca ígnea y cuándo la presión y el calor crearon nuevos minerales en una roca metamórfica.

Sin embargo, las muestras de rocas sedimentarias sólo pueden datarse directamente en raras ocasiones por medios radiométricos. Aunque una roca sedimentaria detrítica puede incluir partículas que contienen isótopos radiactivos, la edad de la roca no puede determinarse con precisión porque los granos que la componen no tienen la misma edad que la roca en la que aparece. Es más, los sedimentos han sido meteorizados a partir de rocas de edades diversas.

Las fechas radiométricas obtenidas a partir de las rocas metamórficas también pueden ser difíciles de interpretar, porque la edad de un mineral concreto presente en una roca metamórfica no representa necesariamente la época en que la roca se formó por primera vez. En cambio, la fecha podría indicar cualquiera de una serie de fases metamórficas posteriores.

Si las muestras de rocas sedimentarias rara vez producen edades radiométricas fiables, ¿cómo pueden asignarse fechas numéricas a los estratos sedimentarios? Normalmente el geólogo debe relacionar los estratos con masas ígneas fechables, como se muestra en la Figura 9.14. En este ejemplo, la datación radiométrica ha determinado la edad del estrato de cenizas volcánicas que hay dentro de la formación Morrison y el dique que corta la lutita Mancos y la formación Mesaverde. Los estratos sedimentarios que hay por debajo de la ceniza son obviamente más antiguos que ella, y todas las capas que hay por encima son más jóvenes. El dique es más joven que la lutita Mancos y la formación Mesaverde, pero más antiguo que la formación Wasatch, porque el dique no intruye en las rocas del Terciario.

A partir de este tipo de pruebas, los geólogos calculan que una parte de la formación Morrison se depositó hace unos 160 millones de años, según indica la capa de cenizas. Además, llegan a la conclusión de que el período

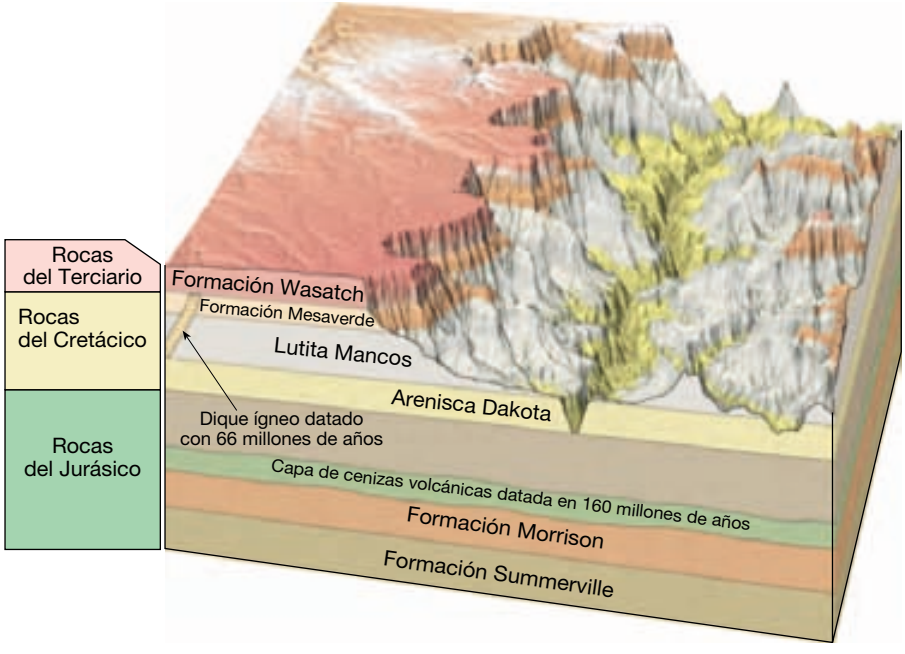


Figura 9.14 Las fechas numéricas para los estratos sedimentarios suelen determinarse examinando su relación con las rocas ígneas. (Tomado del U. S. Geological Survey.)

Terciario empezó después de la intrusión del dique, hace 60 millones de años. Éste es un ejemplo, de los miles que hay, que ilustra cómo se utilizan los materiales susceptibles de datación para clasificar los diversos episodios de la historia de la Tierra dentro de períodos temporales específicos. Pone de manifiesto además la necesidad de combinar los métodos de datación de laboratorio con las observaciones de campo de las rocas.

Resumen

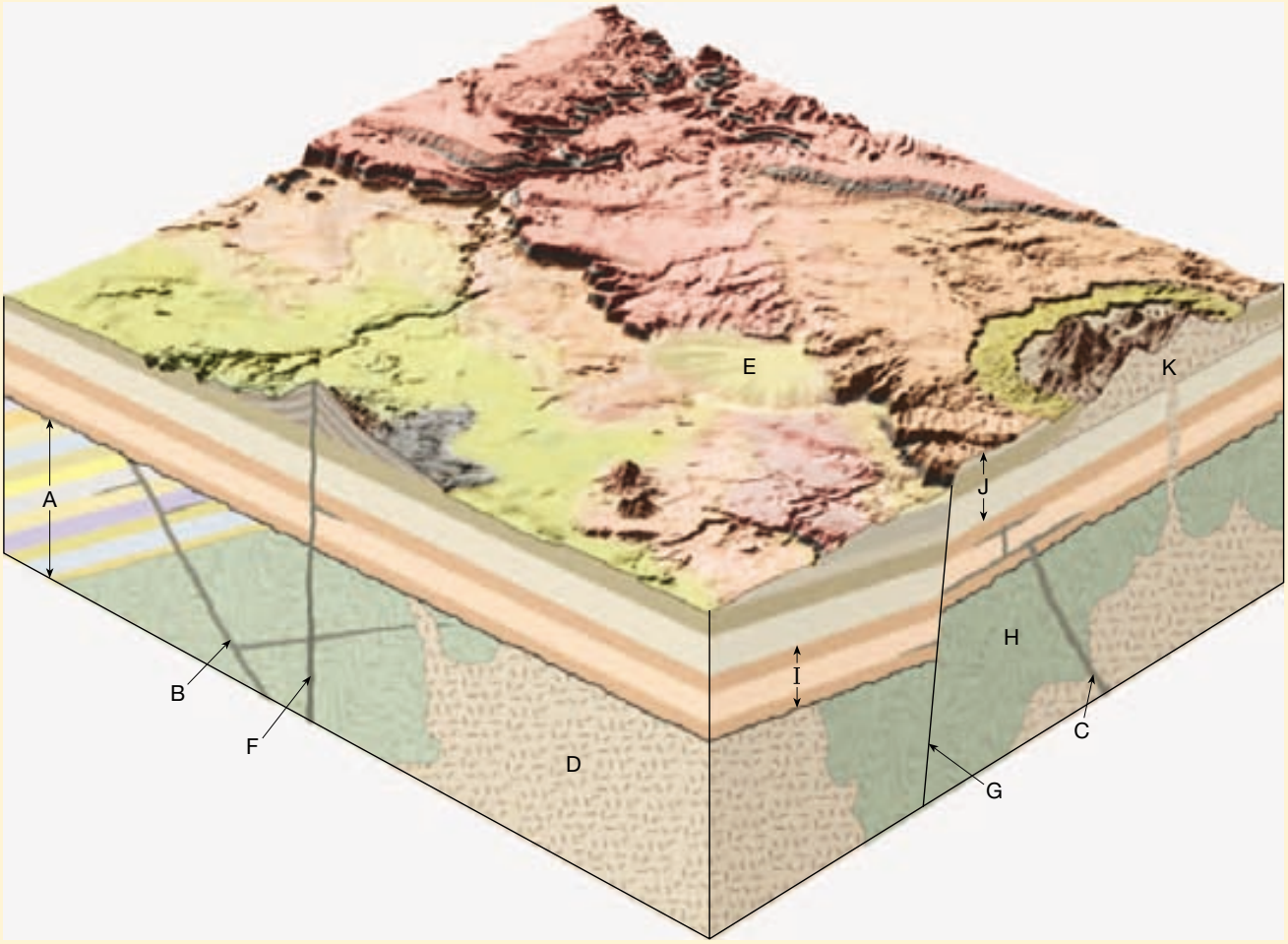
- Los dos tipos de fechas utilizadas por los geólogos para interpretar la historia de la Tierra son: (1) las *fechas relativas*, que suponen los acontecimientos en su *secuencia de formación adecuada*, y (2) las *fechas numéricas*, que indican el *tiempo en años* en el que ocurrió un acontecimiento.
- Las fechas relativas pueden establecerse utilizando la *ley de la superposición* (en una secuencia no deformada de rocas sedimentarias o de rocas ígneas depositadas en superficie, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el inferior); *principio de la horizontalidad original* (la mayoría de los estratos se depositan en una posición horizontal); *principio de intersección* (cuando una falla o cuerpo intrusivo corta otra roca, la falla o intrusión es más joven que la roca que corta), e *inclusiones* (la masa rocosa que contiene la inclusión es más joven que la roca que proporciona la inclusión).
- Las *discontinuidades estratigráficas* son vacíos del registro litológico. Cada una representa un largo período durante el cual se interrumpió la sedimentación, la erosión eliminó las rocas previamente formadas y luego se reinició el depósito. Los tres tipos básicos de *discontinuidades estratigráficas* son las *discordancias* (rocas sedimentarias inclinadas o plegadas sobre las que yacen estratos más jóvenes y planos); *paraconformidades* (los estratos situados a ambos lados de una discontinuidad estratigráfica son esencialmente paralelos), y las *inconformidades* (donde una ruptura separa rocas metamórficas o ígneas más antiguas de estratos sedimentarios más jóvenes).
- La *correlación*, emparejamiento de dos o más fenómenos geológicos de áreas diferentes, se utiliza para desarrollar una escala de tiempo geológico que se aplique a toda la Tierra.
- Los fósiles son los restos o huellas de la vida prehistórica. Las condiciones especiales que favorecen su conservación son el *enterramiento rápido* y la exisencia de *partes duras*, como conchas, huesos o dientes.
- Los fósiles se utilizan para *correlacionar* rocas sedimentarias que proceden de regiones diferentes, utilizando el contenido fósil característico de las rocas y aplicando el *principio de la sucesión de fósiles*. Se basa en el trabajo de *William Smith* de finales del siglo XVIII y establece que los organismos fósiles se suceden unos a otros en un orden definido y determinable, y, por consiguiente, cualquier edad puede reconocerse por su contenido fósil. El uso de *fósiles índice* o *guía*, que están geográficamente esparcidos y están limitados a un corto período de tiempo geológico, proporciona un método importante de emparejar rocas de la misma edad.
- Cada átomo tiene un núcleo que contiene *protones* (partículas con carga positiva) y *neutrones* (partículas neutras). En órbita alrededor del núcleo se encuentran los *electrones*, con carga negativa. El *número atómico* de un átomo es el número de protones del núcleo. El *número másico* es el número de protones más el número de neutrones que hay en el núcleo de un átomo. Los *isótopos* son variantes del mismo átomo, pero con un número diferente de neutrones y, por consiguiente, un número másico diferente.
- La *radiactividad* es la descomposición (desintegración) espontánea de ciertos núcleos atómicos inestables. Tres formas comunes de desintegración radiactiva son: (1) la emisión de *partículas alfa* del núcleo; (2) la emisión de *partículas beta* del núcleo, y (3) la *captura de un electrón* por parte del núcleo.
- Un *isótopo radiactivo* inestable, denominado *radioisótopo padre*, se desintegrará y formará *productos hijo*. El tiempo que tarda en desintegrarse la mitad de los núcleos de un isótopo radiactivo se denomina período *de semidesintegración* del isótopo. Utilizando un procedimiento denominado *datación radiométrica*, si se conoce el período de semidesintegración del isótopo, y puede medirse la proporción radioisótopo padre / isótopo hijo, puede calcularse la edad de una muestra. Una fecha radiométrica exacta sólo puede obtenerse si el material que contiene el isótopo radiactivo permaneció en un sistema cerrado durante el período completo desde su formación.
- La *escala de tiempo geológico* divide la historia de la Tierra en unidades de magnitud variable. Suele representarse en forma de gráfico, con el tiempo y los acon-

tecimientos más antiguos abajo y los más jóvenes arriba. Las primeras subdivisiones de la escala de tiempo geológico, denominadas *eones*, son el *Hádico*, el *Arcaico* y el *Proterozoico* (juntos esos tres eones se conocen como el *Precámbrico*) y, empezando hace unos 540 millones de años, el *Fanerozoico*. El eón Fanerozoico (que significa «vida visible») se divide en las siguientes eras: *Paleozoica* («vida antigua»), *Mesozoica* («vida media») y *Cenozoica* («vida reciente»).

- Un problema importante al asignar fechas numéricas es que *no todas las rocas pueden datarse mediante métodos radiométricos*. Una roca sedimentaria puede contener granos de muchas edades que han sido meteorizados a partir de rocas diferentes que se formaron en épocas distintas. Una forma mediante la cual los geólogos asignan fechas absolutas a las rocas sedimentarias es relacionándolas con masas ígneas fechables, como las capas de cenizas volcánicas.

Preguntas de repaso

1. Distinga entre datación numérica y relativa.
2. ¿Cuál es la ley de la superposición? ¿Cómo se utilizan las relaciones de intersección en la datación relativa?
3. Remítase a la Figura 9.3 y responda a las siguientes preguntas:
   - **a)** ¿Es la falla A más joven o más antigua que la capa de arenisca?
   - **b)** El dique A ¿es más antiguo o más reciente que la capa de arenisca?
   - **c)** ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla A?
   - **d)** ¿Se depositó el conglomerado antes o después que la falla B?
   - **e)** ¿Qué falla es más antigua, la A o la B?
   - **f)** El dique A ¿es más joven o más antiguo que el batolito?
4. Cuando observa un afloramiento de estratos sedimentarios con gran inclinación, ¿qué principio le permitiría suponer que los estratos se inclinaron después de ser depositados?
5. Una masa de granito está en contacto con una capa de arenisca. Utilizando un principio descrito en este capítulo, explique cómo podría determinar si la arenisca se depositó encima del granito o si se produjo intrusión del granito desde abajo después de que se depositara la arenisca.
6. Distinga entre discordancia, paraconformidad e inconformidad.
7. ¿Qué se entiende por *correlación*?
8. Describa la importante contribución de William Smith a la ciencia de la Geología.
9. Enumere y describa brevemente al menos cinco tipos distintos de fósiles.
10. Enumere dos condiciones que mejoren las posibilidades de un organismo de conservarse como fósil.
11. ¿Por qué los fósiles son herramientas tan útiles en la correlación?
12. La Figura 9.15 es un bloque diagrama de un área hipotética del sureste de Estados Unidos. Coloque los accidentes geográficos indicados por las letras en la secuencia adecuada, del más antiguo al más reciente. Identifique una discordancia y una inconformidad.
13. Si un isótopo radiactivo del torio (número atómico 90, número másico 232) emite seis partículas alfa y cuatro partículas beta durante el curso de su desintegración radiactiva, ¿cuáles son el número atómico y el número másico del isótopo hijo estable?
14. ¿Por qué la datación radiométrica es el método más fiable de datación del pasado geológico?
15. Un isótopo radiactivo hipotético tiene un período de semidesintegración de 10.000 años. Si la proporción de radioisótopo padre a isótopo hijo estable es 1/3, ¿cuál es la edad de la roca que contiene el material radiactivo?
16. Describa brevemente por qué los anillos de los árboles pueden ser útiles en el estudio del pasado geológico (*véase* Recuadro 9.4).
17. Para proporcionar una fecha radiométrica fiable, un mineral debe permanecer en un sistema cerrado desde el tiempo de su formación hasta el presente. ¿Por qué esto es así?
18. ¿Qué precauciones se toman para asegurar fechas radiométricas fiables?



▲ **Figura 9.15** Utilizar este diagrama junto con la pregunta de repaso número 12.

19. Para facilitar los cálculos, redondeemos la edad de la Tierra a 5.000 millones de años.

a) ¿Qué fracción del tiempo geológico está representada por la historia escrita (supongamos 5.000 años para la duración de la historia escrita)?

b) La primera evidencia fósil abundante no aparece hasta comienzos del Cámbrico (hace 540 millones de años). ¿Qué porcentaje del tiempo geológico está representado por esta evidencia fósil abundante?

20. ¿Qué subdivisiones constituyen la escala de tiempo geológico?

21. Explique por qué el enorme intervalo conocido como Precámbrico carece de una escala geológica detallada.

22. Describa brevemente las dificultades para asignar fechas numéricas a los estratos de roca sedimentaria.

Términos fundamentales

Arcaico
Cenozoico
concordante
correlación
datación por radiocarbono
datación radiométrica
datación relativa
discontinuidad estratigráfica
discordancia angular
eón
época

era
escala de tiempo geológico
Fanerozoico
fecha numérica
fósil
fósil índice o guía
Hádico
inclusión
inconformidad
ley de la superposición
Mesozoico
Paleontología
Paleozoico
paraconformidad
período
período de semidesintegración
Precámbrico
principio de intersección
principio de la horizontalidad original
principio de la sucesión de fósiles
Proterozoico
radiactividad

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 10

Deformación de la corteza

Geología estructural: estudio de la arquitectura terrestre

Deformación
- Fuerza y esfuerzo
- Tipos de esfuerzo
- Deformación
- Cómo se deforman las rocas

Cartografía de las estructuras geológicas
- Dirección y buzamiento

Pliegues
- Tipos de pliegues
- Domos y cubetas

Fallas
- Fallas con desplazamiento vertical
- Fallas de desplazamiento horizontal

Diaclasas

La Tierra es un planeta dinámico. En los capítulos anteriores vimos que la meteorización, los procesos gravitacionales y la erosión causada por el agua, el viento y el hielo modelan continuamente el paisaje. Además, las fuerzas tectónicas deforman las rocas de la corteza. Entre las evidencias que demuestran la actuación de fuerzas enormes dentro de la tierra se cuentan los miles de kilómetros de estratos que están doblados, plegados, volcados y a veces muy fracturados. En las montañas Rocosas canadienses, por ejemplo, algunas unidades de roca han sido empujadas sobre otras de una manera casi horizontal durante centenares de kilómetros. A una escala menor, durante los grandes terremotos, la corteza se mueve unos pocos metros a lo largo de las fallas. Además, la expansión y la extensión de la corteza producen depresiones alargadas y en los largos intervalos de tiempo geológico crean las cuencas oceánicas.

Geología estructural: estudio de la arquitectura terrestre

Los resultados de la actividad tectónica son impresionantes en los principales cinturones montañosos de la Tierra, donde pueden encontrarse rocas que contienen fósiles de organismos marinos miles de metros por encima del nivel del mar actual y las unidades rocosas están intensamente plegadas, como si fueran de masilla. Incluso en los interiores estables de los continentes, las rocas revelan una historia de deformación que muestra que han aflorado de niveles mucho más profundos de la corteza.

Los geólogos estructurales estudian la arquitectura de la corteza terrestre y cómo adquirió este aspecto en la medida en que fue consecuencia de la deformación. Estudiando la orientación de los pliegues y las fallas, así como los rasgos a pequeña escala de las rocas deformadas, los geólogos estructurales pueden determinar a menudo el ambiente geológico original, y la naturaleza de las fuerzas que produjeron esas estructuras rocosas. De este modo se están descifrando los complejos acontecimientos que constituyen la historia geológica.

La comprensión de las estructuras tectónica no es sólo importante para descifrar la historia de la Tierra, sino que es también básica para nuestro bienestar económico. Por ejemplo, la mayor parte de los yacimientos donde aparecen petróleo y gas natural está asociada con estructuras geológicas que atrapan esos fluidos en valiosos «depósitos» (*véase* Capítulo 21). Además, las fracturas rocosas son el lugar donde se producen las mineralizaciones hidrotermales, lo cual significa que pueden ser fuentes importantes de menas metálicas. Además, cuando se seleccionan las zonas de ubicación de proyectos de construcción importantes, como los puentes, las centrales hidroeléctricas y las centrales de energía nuclear, debe considerarse la orientación de las superficies de fractura, que representan zonas de debilidad de las rocas. En resumen, un conocimiento de esas estructuras es esencial para nuestra forma de vida actual.

En este capítulo examinaremos las fuerzas que deforman las rocas, así como las estructuras que se producen. Las estructuras geológicas básicas asociadas con la deformación son los pliegues, las fallas, las diaclasas y la foliación (incluida la esquistosidad). Dado que la esquistosidad y la foliación se examinaron en el Capítulo 8, este capítulo se dedicará al resto de estructuras y a las fuerzas tectónicas que las producen.

Deformación



Deformación de la corteza
▼ Deformación

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se fracturará o fluirá. La **deformación** (*de* = fuera; *forma* = forma) es un término general que se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa. La mayor parte de la deformación de la corteza tiene lugar a lo largo de los márgenes de las placas. Los movimientos de las placas y las interacciones a lo largo de los límites de placa generan las fuerzas tectónicas que provocan la deformación de las unidades de roca.

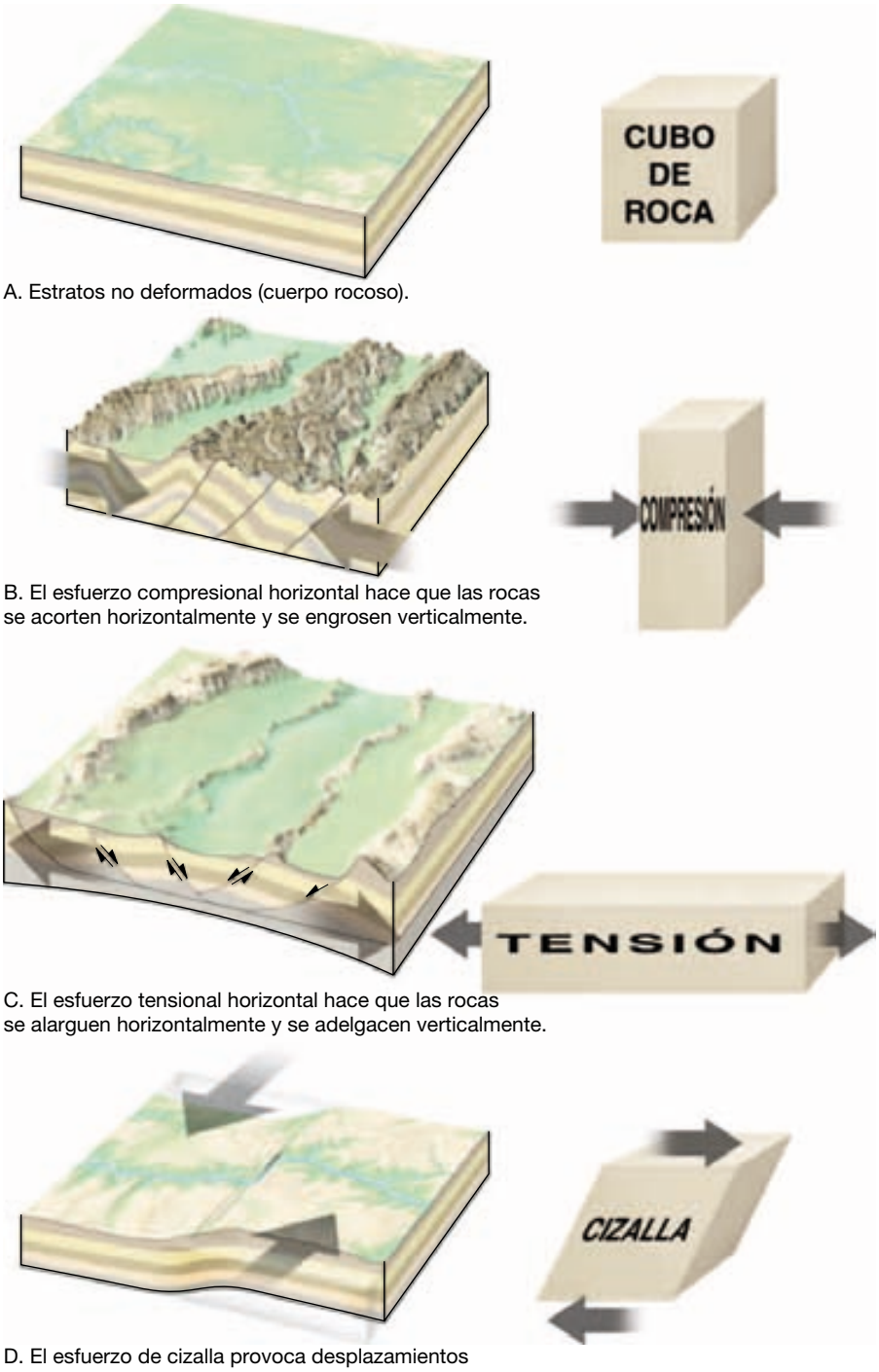
Fuerza y esfuerzo

La **fuerza** es lo que tiende a poner en movimiento los objetos estacionarios o a modificar los movimientos de los cuerpos que se mueven. De la experiencia cotidiana sabemos que si una puerta está atascada (estacionaria), aplicamos fuerza para abrirla (ponerla en movimiento).

Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos estructurales utilizan el término **esfuerzo,** que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. La magnitud del esfuerzo no es simplemente una función de la cantidad de fuerza aplicada, sino que también está relacionada con el área sobre la que la fuerza actúa. Por ejemplo, si una persona anda descalza sobre una superficie dura, la fuerza (peso) de su cuerpo se distribuye por todo el pie, de modo que el esfuerzo que actúa en cualquier punto de su pie es pequeño. Sin embargo, si esa persona pisa una pequeña roca puntiaguda, la concentración de esfuerzos en un punto de su pie será elevada. Por tanto, puede pensarse en el esfuerzo como una medida de cuán concentrada está la fuerza. Como vimos en el Capítulo 8, el esfuerzo puede aplicarse de manera uniforme en todas las direcciones (*presión de confinamiento*) o de manera no uniforme (*esfuerzo diferencial*).

Tipos de esfuerzo

Cuando se aplica un esfuerzo en direcciones diferentes, se denomina **esfuerzo diferencial.** El esfuerzo diferencial que acorta un cuerpo rocoso se conoce como **esfuerzo compresivo** (*com* = junto; *premere* = presionar). Los esfuerzos compresivos asociados con las colisiones de las placas tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre plegándose, fluyendo o fracturándose (Figura 10.1B). Recordemos, de lo que hemos dicho de las rocas metamórficas, que el esfuerzo compresivo se concentra más en los puntos en los que los granos minerales están en contacto, provocando la migración de la materia mineral de las zonas de esfuerzo elevado a las zonas de esfuerzo bajo (*véa-*



A. Estratos no deformados (cuerpo rocoso).

B. El esfuerzo compresional horizontal hace que las rocas se acorten horizontalmente y se engrosen verticalmente.

C. El esfuerzo tensional horizontal hace que las rocas se alarguen horizontalmente y se adelgacen verticalmente.

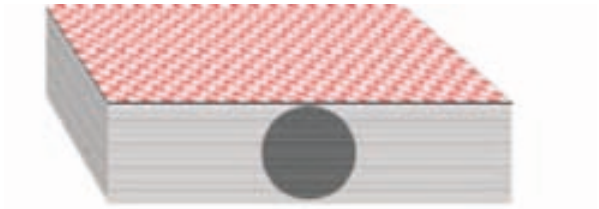
D. El esfuerzo de cizalla provoca desplazamientos a lo largo de las zonas de falla o por el flujo dúctil.

◀ **Figura 10.1** Deformación de la corteza terrestre provocada por las fuerzas tectónicas y los esfuerzos asociados resultantes del movimiento de las placas litosféricas. **A.** Estratos antes de la deformación. **B.** Los esfuerzos compresionales asociados con las colisiones de las placas tienden a acortar y engrosar la corteza terrestre mediante pliegues y fallas. **C.** Los esfuerzos tensionales en los bordes de placa divergentes tienden a alargar los cuerpos rocosos mediante el desplazamiento a lo largo de las fallas en la corteza superior y el flujo dúctil en profundidad. **D.** Los esfuerzos de cizalla en los bordes de placa pasivos tienden a producir desplazamientos a lo largo de las zonas de falla. El lado derecho del diagrama ilustra la deformación de un cubo de roca en respuesta a los esfuerzos diferenciales que se ilustran en los diagramas correspondientes de la izquierda.

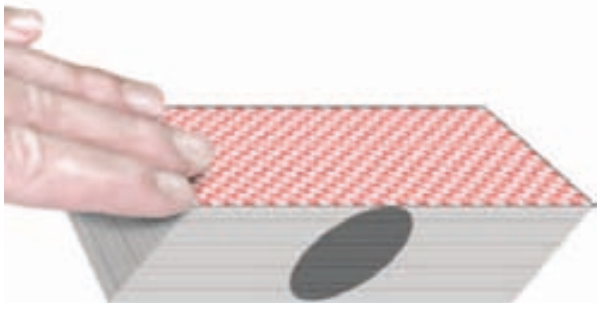
se Figura 8.5). Como consecuencia, los granos minerales (y la unidad de roca) tienden a acortarse en dirección paralela al plano del máximo esfuerzo y a alargarse en dirección perpendicular a la del mayor esfuerzo.

Cuando el esfuerzo tiende a alargar o a separar una unidad rocosa, se conoce como **esfuerzo tensional** (*tendere* = estirar) (Figura 10.1C). Donde las placas se están separando (límites de placa divergentes), los esfuerzos tensionales tienden a alargar los cuerpos rocosos situados en la corteza superior mediante el desplazamiento a lo largo de las fallas. Por otro lado, en profundidad el desplazamiento es consecuencia de un tipo de flujo plástico.

El esfuerzo diferencial también puede hacer que la roca se **cizalle** (Figura 10.1D). Un tipo de cizallamiento es similar al deslizamiento que se produce entre los naipes de una baraja cuando la parte superior se desplaza en relación a la inferior (Figura 10.2). En los entornos próximos a la superficie, el cizallamiento suele producirse en superficies de debilidad paralelas y estrechamente espaciadas, como los planos de estratificación, foliación y las microfallas. Además, en los bordes de falla transformante, los esfuerzos de cizallamiento producen desplazamientos a gran escala a lo largo de las principales zonas de falla. Por el contrario, a grandes profundidades, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, un flujo en estado sólido es el responsable del cizallamiento.



A. Baraja de naipes.



B. El cizallamiento tiene lugar cuando la mano empuja la parte superior de la baraja.

▲ **Figura 10.2** Ilustración del cizallamiento y la deformación resultante. **A.** Baraja de naipes ordinaria con un círculo estampado en el lateral. **B.** Deslizando la parte superior de la baraja en relación con la parte inferior, podemos ilustrar el tipo de cizallamiento que suele tener lugar a lo largo de los planos de fragilidad poco separados de las rocas. Obsérvese que el círculo se convierte en una elipse, la cual puede utilizarse para medir la cantidad y el tipo de deformación. Un desplazamiento añadido (cizallamiento) de los naipes tendría como consecuencia una mayor deformación y quedaría indicado por un cambio de la forma de la elipse.

Deformación

Quizá el tipo de deformación más fácil de imaginar ocurre a lo largo de las superficies de las fallas pequeñas, donde el esfuerzo diferencial hace que las rocas se muevan, unas en relación con las otras, de tal manera que su tamaño y su forma originales se conservan. El esfuerzo también puede provocar un cambio irreversible en la forma y el tamaño del cuerpo rocoso, denominado **deformación.**

Como en el círculo que aparece en la Figura 10.2B, *los cuerpos deformados no mantienen su configuración original durante la deformación.* Al estudiar las unidades de roca deformadas por el esfuerzo, los geólogos se preguntan: «¿Qué nos dicen esas estructuras sobre la disposición original de esas rocas y cómo se han deformado?»

Cómo se deforman las rocas

Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose, fluyendo o fracturándose (Figura 10.3). Es fácil hacerse una idea de cómo se quiebran las rocas, porque normalmente pensamos en ellas como algo quebradizo. Pero ¿cómo pueden *doblarse* las grandes unidades rocosas en pliegues complicados sin romperse durante el proceso? Para responder a esta pregunta, los geólogos estructurales realizaron experimentos de laboratorio en los que las rocas fueron sometidas a esfuerzos diferenciales bajo condiciones que simulaban las existentes a diversas profundidades debajo de la corteza (Figura 10.4).

Aunque cada tipo de roca se deforma de una manera algo diferente, a partir de esos experimentos se determinaron las características generales de la deformación de las rocas. Los geólogos descubrieron que, cuando se aplica gradualmente un esfuerzo, las rocas responden primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la *deformación elástica* son recuperables; es decir, igual que ocurre con una cinta de goma, la roca volverá prácticamente a su tamaño y forma originales cuando cese el esfuerzo. (Como veremos en el siguiente capítulo, la energía para la mayoría de los terremotos procede de la liberación de la energía elástica almacenada cuando una roca vuelve a su forma original.)

Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, ésta fluye (*deformación dúctil*) o se fractura (*deformación frágil*). Los factores que influyen en la resistencia de una roca y, por tanto, en cómo ésta se va a deformar son la temperatura, la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo.



▲ **Figura 10.3** Estratos sedimentarios deformados que afloraron al hacer la carretera de Palmdale, California. Además del plegamiento obvio, los estratos claros están desplazados a lo largo de una falla localizada en el lado derecho de la fotografía. (Foto de E. J. Tarbuck.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Estoy confundido. ¿No son lo mismo el esfuerzo y la deformación?

No. Aunque suelen utilizarse en situaciones parecidas, los términos *esfuerzo y deformación* tienen significados específicos —y diferentes— en Geología. El esfuerzo es una fuerza aplicada; y la deformación (doblamiento o fractura) se produce debido al esfuerzo. Por ejemplo, apretar una pelota de tenis es someterla a una fuerza (esfuerzo), la consecuencia es su cambio de forma (deformación). En otras palabras, el esfuerzo es la acción que deforma las rocas. La deformación es una consecuencia que puede medirse.

Temperatura y presión de confinamiento Las rocas próximas a la superficie, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son bajas, tienden a comportarse como un sólido frágil y se fracturan cuando se supera su resistencia. Este tipo de deformación se llama **deformación frágil.** De nuestra experiencia cotidiana, sabemos que los objetos de vidrio, los lápices de madera, las bandejas de porcelana e incluso nuestros huesos exhiben fractura frágil una vez se supera su resistencia. Por el contrario, en la profundidad, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben un comportamiento *dúctil*. La **deformación dúctil** es un tipo de flujo en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. Los objetos normales que muestran un comportamiento dúctil son la arcilla de modelar, la cera de las abejas, el caramelo y la mayoría de los metales. Por ejemplo, una moneda de cobre colocada en el raíl de una vía se aplanará y deformará (sin romperse) debido a la fuerza aplicada por un tren que pase por encima. La deformación dúctil de una roca —fuertemente ayudada por una temperatura y una presión de confinamiento elevadas— es algo parecida a la deformación de una moneda aplanada por un tren. Una manera mediante la cual se produce este tipo de flujo en estado sólido en el interior de una roca es mediante el deslizamiento gradual y la recristalización a lo largo de planos de fragilidad en el interior de la red cristalina de los granos minerales (*véase* Figura 8.5B). Esta forma microscópica de flujo gradual en estado sólido implica el deslizamiento que altera la red cristalina y la inmediata recristalización que repara la estructura. Las rocas que muestran signos de flujo dúctil normalmente se deformaron a una gran profundidad y exhiben pliegues que dan la impresión de que la resistencia de la roca era parecida a la de la masilla blanda.

Tipo de roca Además del ambiente físico, la composición mineral y la textura de las rocas influye mucho en cómo éstas se van a deformar. Por ejemplo, las rocas cristalinas compuestas por minerales con enlaces moleculares internos fuertes tienden a fracturarse. Por el contrario, las rocas sedimentarias débilmente cementadas o las rocas metamórficas que contienen zonas de debilidad como la



▲ **Figura 10.4** Cilindro de mármol deformado en el laboratorio mediante la aplicación de miles de kilogramos de peso desde arriba. Cada muestra se deformó en un entorno que duplicaba la presión de confinamiento hallada a distintas profundidades. Obsérvese que cuando la presión de confinamiento era baja, la muestra se deformó por fractura frágil, mientras que cuando la presión de confinamiento era elevada, la muestra se deformó plásticamente. (Foto cortesía de M. S. Patterson, Australian National University.)

foliación, son más susceptibles de experimentar deformación dúctil. Entre las rocas débiles y, por tanto, que más probablemente se comporten de una manera dúctil cuando se someten a un esfuerzo diferencial, se cuentan la halita, el yeso y las lutitas, mientras que la caliza, el esquisto y el mármol tienen una resistencia intermedia. De hecho, la halita es tan débil que se deforma bajo pequeñas cantidades de esfuerzo diferencial y asciende en forma de columnas a través de los estratos de sedimentos que se extienden por el golfo de México y sus alrededores. Quizás el sólido más débil que existe en la naturaleza y que exhibe flujo dúctil a gran escala es el hielo glacial. Por comparación, el granito y el basalto son resistentes y frágiles. En un entorno próximo a la superficie, las rocas frágiles se fracturarán cuando sean sometidas a fuerzas que excedan su resistencia. Es importante observar, sin embargo, que la presencia de cantidades pequeñas de agua en las rocas favorece su deformación dúctil.

Tiempo Un factor clave que los investigadores son incapaces de duplicar en el laboratorio es cómo las rocas responden a pequeños esfuerzos aplicados durante largos intervalos de *tiempo geológico*. Sin embargo, en escenarios cotidianos pueden observarse los efectos del tiempo en la deformación. Por ejemplo, se sabe que los bancos de mármol se hunden por su propio peso después de un período de unos cien años aproximadamente y que las estanterías de madera pueden combarse después de cargarlas de libros durante un período relativamente corto de tiempo. En la naturaleza, fuerzas pequeñas aplicadas durante largos períodos desempeñan seguramente un papel importante en la deformación de las rocas. Fuerzas incapaces de deformar inicialmente una roca pueden hacer que la roca fluya si el esfuerzo se mantiene durante un período prolongado de tiempo.

Es importante destacar que los procesos por los que las rocas se deforman ocurren a lo largo de un continuo que se extiende entre la fractura frágil pura en un extremo al flujo dúctil (viscoso) en el otro. No hay límites marcados entre los diferentes tipos de deformación. También necesitamos recordar que, en general, los elegantes pliegues y los modelos de flujo que observamos en las rocas deformadas se alcanzan en general por el efecto combinado de la distorsión, el deslizamiento y la rotación de los granos individuales que componen una roca. Además, esta distorsión y la reorganización de los granos minerales tienen lugar en la roca que es esencialmente sólida.

Cartografía de las estructuras geológicas



Deformación de la corteza
▼ Cartografía de las estructuras geológicas

Los procesos de deformación generan estructuras a muchas escalas diferentes. En un extremo se encuentran los principales sistemas montañosos de la Tierra. En el otro, los esfuerzos muy localizados crean fracturas menores en

las rocas. Todos estos fenómenos, desde los pliegues más grandes de los Alpes hasta las fracturas más pequeñas de una lámina de roca, se conocen como **estructuras tectónicas.** Antes de empezar nuestra discusión de las estructuras tectónicas examinemos el método que utilizan los geólogos para describirlas y cartografiarlas.

Cuando estudia una región, el geólogo identifica y describe las estructuras principales. A menudo, una estructura es tan grande que desde una zona concreta sólo puede verse una pequeña porción. En muchas situaciones, la mayor parte de las capas está cubierta por vegetación o por sedimentos recientes. Por consiguiente, la reconstrucción debe hacerse utilizando los datos recogidos de un número limitado de *afloramientos*, que son lugares donde el sustrato de roca aflora en la superficie (*véase* Recuadro 10.1). Pese a esas dificultades, una serie de técnicas cartográficas permiten a los geólogos reconstruir la orientación y la forma de las estructuras existentes. En los últimos años, los avances acaecidos en fotografía aérea, en la obtención de imágenes a través de los satélites y en el desarrollo del sistema de posicionamiento global (GPS) han ayudado en este trabajo. Además, los perfiles de reflexión sísmica (*véase* Capítulo 12) y las perforaciones proporcionan datos sobre la composición y la estructura de las rocas que se encuentran en profundidad.



Recuadro 10.1 ▶ Entender la Tierra

Denominación de las unidades rocosas locales

Uno de los principales objetivos de la Geología es el de reconstruir la larga y compleja historia de la Tierra a través del estudio sistemático de las rocas. En muchas regiones, no hay continuidad en los afloramientos rocosos. Por consiguiente, el estudio de los estratos debe realizarse de una manera local y correlacionarse con los datos de las zonas adyacentes para producir una descripción de mayor alcance y más completa. El primer paso en el esfuerzo para desvelar los acontecimientos del pasado geológico consiste en describir y cartografiar las unidades rocosas expuestas en los afloramientos locales.

Describir algo tan complejo como una gran secuencia de rocas exige subdividir las capas en unidades de un tamaño manejable. La unidad más básica se denomina *formación*, que es simplemente una serie característica de estratos que se generaron mediante los mismos procesos geológicos. Más exactamente, una formación es una unidad rocosa cartografiable que tiene unos límites (o contactos con otras rocas) definidos y ciertas características evidentes (tipo de roca) a través de las que puede rastrearse de un lugar a otro y distinguirse de otras unidades.

En la Figura 10.A se muestran varias formaciones del Gran Cañón. Los geólogos subdividen las secuencias rocosas de todo el mundo en formaciones, exactamente iguales a como están subdivididos estos estratos rocosos del Gran Cañón.

Quienes han tenido la oportunidad de viajar a algunos de los parques nacionales del oeste de Estados Unidos pueden estar ya familiarizados con los nombres de ciertas formaciones. Son formaciones bien conocidas la arenisca Navajo del Parque Nacional Zion, la caliza Redwall del Gran Cañón, la arenisca Entrada del Parque Nacional Arches, y la formación Wasatch en el Parque Nacional del Cañón Bryce.

Aunque las formaciones pueden estar compuestas de rocas ígneas o metamórficas, la gran mayoría de las formaciones establecidas son rocas sedimentarias. Una formación puede ser relativamente delgada y estar compuesta de un solo tipo de roca, por ejemplo, un estrato de caliza de un metro de grosor. En el otro extremo, las formaciones pueden tener miles de metros de grosor y estar compuestas de una secuencia interestratificada de tipos de roca como areniscas y lutitas. La condición más importante que debe cumplirse para establecer una formación es que *ésta constituya una unidad de roca producida por condiciones uniformes o uniformemente alternantes.*

En la mayor parte de las regiones del mundo, el nombre de cada formación consta de dos partes; por ejemplo, la arenisca Oswego y la formación Carmel. Lo ideal es que la primera parte del nombre



▲ **Figure 10.A** Denominación de algunas unidades (formaciones) del Gran Cañón de Colorado (U.S.A.).

indique una estructura geológica o una localidad donde la formación está clara y completamente expuesta. Por ejemplo, la extensa formación Morrison está bien expuesta en Morrison, Colorado. Por tanto, esta exposición particular se conoce como la *localidad tipo*. En general, la segunda parte del nombre se toma del tipo de roca dominante, como ejemplifican los nombres como la arenisca Dakota, la caliza Kaibab y la lutita Burgess. Cuando no hay un tipo de roca dominante, se utiliza el término *formación*, como en la conocida formación Chinle, que aflora en el Parque Nacional del Bosque Petrificado de Arizona.

En resumen, describir y denominar las formaciones es un primer paso importante en el proceso de organización y simplificación del estudio y el análisis de la historia de la Tierra.

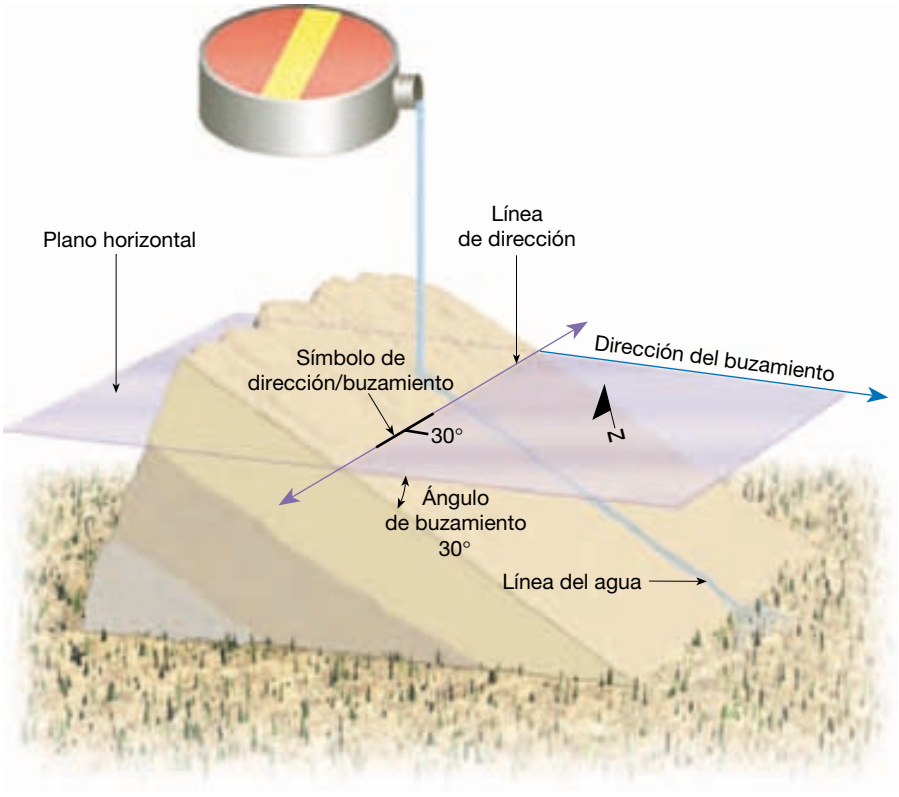
La cartografía geológica se realiza con mucha más facilidad cuando los estratos afloran en la superficie. Esto se debe a que los sedimentos suelen depositarse en capas horizontales. Si los estratos de rocas sedimentarias siguen estando horizontales, esto les dice a los geólogos que probablemente el área no ha experimentado modificaciones estructurales. Pero si los estratos están inclinados, doblados o rotos, esto indica que se produjo un período de deformación después de la deposición.

Dirección y buzamiento

Los geólogos utilizan dos medidas denominadas *dirección* (rumbo) y *buzamiento* (inclinación) para ayudar a determinar la orientación de un estrato rocoso o de una superficie de falla (Figura 10.5). Conociendo la dirección y el buzamiento de las rocas en la superficie, los geólogos pueden predecir la naturaleza y la estructura de las unidades rocosas y las fallas que están ocultas debajo de la superficie fuera del alcance de nuestra vista.

La **dirección** es el ángulo entre el norte magnético y una línea obtenida mediante la intersección de un estrato inclinado, o falla, con un plano horizontal (Figura 10.5). La dirección, o rumbo, se suele expresar como el valor de un ángulo en relación con el norte. Por ejemplo, (N 10° E) significa que la línea de dirección se dirige 10° al este desde el norte. La dirección del estrato ilustrado en la Figura 10.5 es de aproximadamente norte 75° este (N 75° E).

El **buzamiento** es el ángulo de inclinación de un plano geológico, como por ejemplo una falla, medido desde un plano horizontal. El buzamiento incluye tanto el valor del ángulo de inclinación como la dirección hacia la cual la roca está inclinada. En la Figura 10.5, el



▶ **Figura 10.5** Dirección y buzamiento de un estrato rocoso.

ángulo de buzamiento del estrato rocoso es de 30°. Una buena manera de visualizar el buzamiento es imaginar que el agua descenderá siempre por la superficie rocosa según una línea paralela al buzamiento. La dirección de caída formará siempre un ángulo de 90° con la dirección.

En el campo, los geólogos miden la dirección (rumbo) y el buzamiento (inclinación) de las rocas sedimentarias en tantos afloramientos como sea conveniente. Esos datos se representan luego en un mapa topográfico o en una fotografía aérea junto con una descripción codificada por colores de la roca. A partir de la orientación de los estratos, puede establecerse la orientación y la forma supuestas de la estructura, como se muestra en la Figura 10.6. Utilizando esta información, el geólogo puede reconstruir las estructuras previas a la erosión y empezar a interpretar la historia geológica de la región.

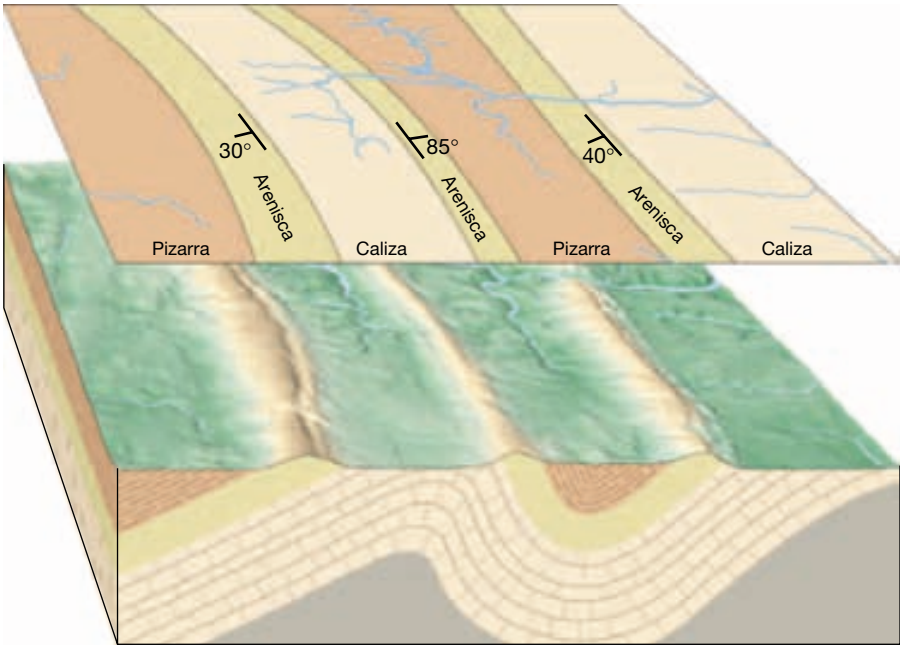
Pliegues

Deformación de la corteza
▼ Pliegues

Durante la formación de las montañas, las rocas sedimentarias y volcánicas suelen doblarse en una serie de ondulaciones semejantes a ondas denominadas **pliegues.** Los pliegues de los estratos sedimentarios se parecen mucho a los que se formarían si se cogiera una hoja de papel por sus extremos y se fueran empujando uno hacia el otro. En la naturaleza, los pliegues aparecen en una gran variedad de tamaños y configuraciones. Algunos pliegues son amplias flexuras en las cuales unidades rocosas de centenares de metros de grosor se han doblado ligeramente. Otros, son estructuras microscópicas muy apretadas que se encuentran en las rocas metamórficas. Diferencias de tamaño aparte, la mayoría de los pliegues se produce como consecuencia de esfuerzos compresivos que provocan el acortamiento y engrosamiento de la corteza. A veces, los pliegues se encuentran aislados, pero es mucho más frecuente que aparezcan como una serie de ondulaciones.

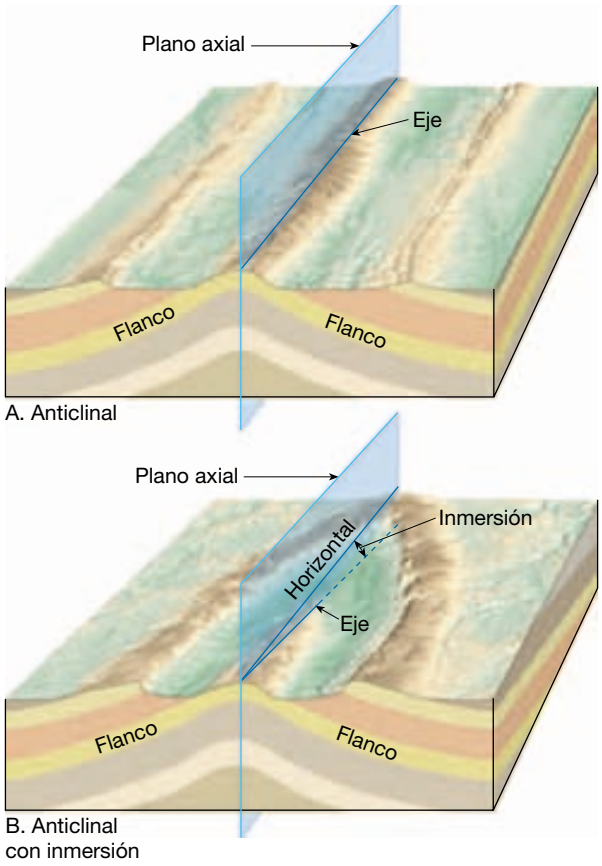
Para entender los pliegues y el plegamiento, debemos familiarizarnos con la terminología utilizada para nombrar las partes de un pliegue. Como se muestra en la Figura 10.7, los dos lados de un pliegue se denominan *flancos.* Una línea trazada a lo largo de los puntos de máxima curvatura de cada estrato se llama línea de charnela, o simplemente *charnela.* En algunos pliegues, como el ilustrado en la Figura 10.7A, la charnela es horizontal, o paralela a la superficie. Sin embargo, en los pliegues más complejos, la charnela del pliegue está a menudo inclinada según un ángulo conocido como *inmersión* (Figura 10.7B). Además, el *plano axial* es una superficie imaginaria que divide un pliegue de la manera más simétrica posible.

A. Vista en planta (mapa)



B. Bloque diagrama

◀ **Figura 10.6** Estableciendo la dirección y el buzamiento de los estratos sedimentarios que afloran en un mapa **A.**, los geólogos pueden deducir la orientación de la estructura en el subsuelo **B.**



▲ **Figura 10.7** Esquemas idealizados que ilustran las características asociadas con pliegues simétricos. El eje del pliegue en **A** es horizontal, mientras que el eje del pliegue en **B** tiene inmersión.

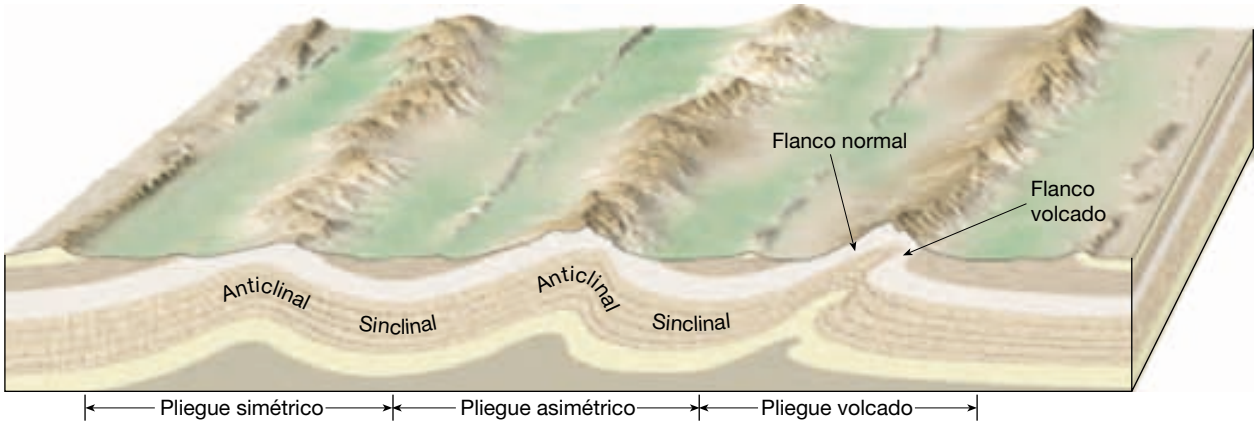
Tipos de pliegues

Los dos tipos de pliegues más comunes se denominan anticlinales y sinclinales (Figura 10.8). Un **anticlinal** se forma casi siempre por plegamiento convexo, o arqueamiento, de las capas de roca*. La Figura 10.7 es un ejemplo de un anticlinal. Los anticlinales afloran, a veces de manera espectacular, en los puntos donde las carreteras atraviesan estratos deformados. Asociados a menudo con los anticlinales, se encuentran los pliegues cóncavos, o surcos, denominados **sinclinales.** Obsérvese en la Figura 10.9 que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.

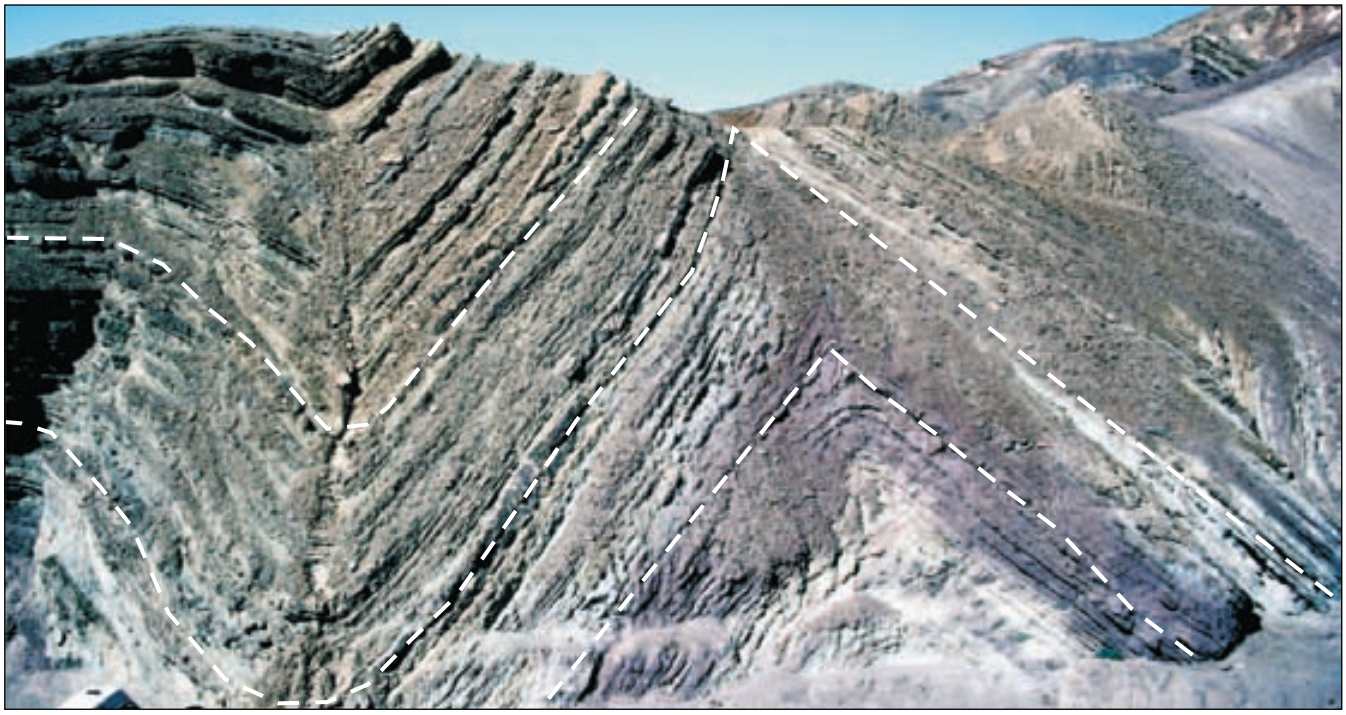
Dependiendo de su orientación, estos pliegues básicos se describen como *simétricos*, cuando los flancos son imágenes especulares el uno del otro y como *asimétricos* cuando no lo son. Se dice que un pliegue asimétrico está *volcado* o *acostado* si uno de los flancos está inclinado más allá de la vertical (Figura 10.8). Un pliegue volcado puede también «descansar sobre su flanco», de manera que un plano que se extendiera a través del eje del pliegue sería en realidad horizontal. Esos pliegues *tumbados* (*recumbentes*) son comunes en algunas regiones montañosas como los Alpes.

Los pliegues no se extienden indefinidamente; antes bien, sus extremos terminan de una manera muy parecida a como lo hacen las arrugas en la ropa. Algunos pliegues tienen *inmersión*, porque el eje del pliegue penetra en el terreno (Figura 10.10). Como muestra la figura, pueden tener inmersión tanto los anticlinales como los sinclinales. En la Figura 10.11 se muestra un ejemplo de un anticlinal con inmersión y el modelo que se produce cuando la erosión retira las capas superiores de la estructura y deja expuesto su interior. Nótese que la traza del pliegue de un anticlinal apunta en la dirección de su inmersión, mientras que lo contrario es cierto para un sinclinal. Un buen ejemplo del tipo de topografía que se pro-

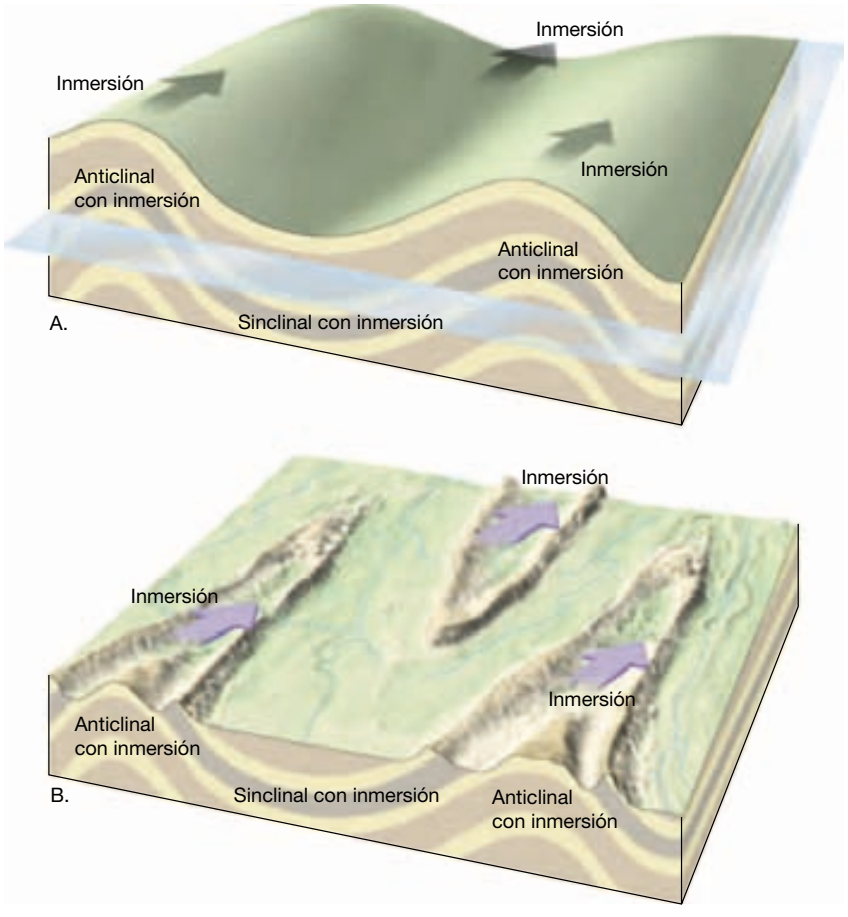
* Definido de una manera estricta, un anticlinal es una estructura en la cual los estratos más antiguos se encuentran en el centro. Esto se produce generalmente cuando los estratos se pliegan hacia arriba. Además, un sinclinal se define estrictamente como una estructura en la cual los estratos más jóvenes se encuentran en el centro. Esto ocurre casi siempre cuando los estratos se pliegan hacia abajo.



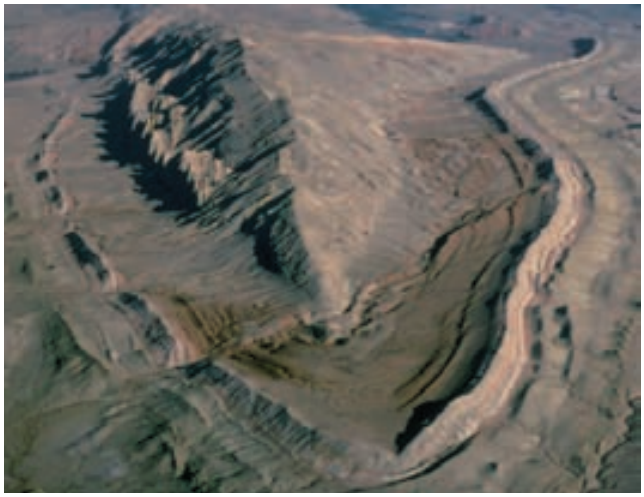
▲ **Figura 10.8** Bloque diagrama de los principales tipos de estratos plegados. Las estructuras arqueadas o convexas son anticlinales. Los pliegues cóncavos o depresiones son sinclinales. Obsérvese que el flanco de un anticlinal lo es también del sinclinal adyacente.



▲ **Figura 10.9** El sinclinal (izquierda) y el anticlinal (derecha) comparten un flanco común. (Foto de E. J. Tarbuck.)



◀ **Figura 10.10** Pliegues con inmersión. **A.** Vista idealizada de pliegues con inmersión en los cuales se ha añadido una superficie horizontal. **B.** Vista de los pliegues con inmersión como podrían aparecer después de experimentar mucha erosión. Obsérvese que en un anticlinal con inmersión, terminación periclinal del pliegue «apunta» en la dirección de inmersión, mientras que en los sinclinales con inmersión ocurre justo lo contrario.



▲ **Figura 10.11** Sheep Mountain, un anticlinal con doble inmersión. Obsérvese que la erosión ha cortado los estratos sedimentarios de los flancos en pequeñas crestas en forma de «V» que apunta a la dirección de la inmersión. (Foto de John S. Shelton.)

duce cuando las fuerzas erosivas afectan a estratos sedimentarios plegados se encuentra en la provincia Valley and Ridge de los Apalaches (*véase* Figura 14.11).

Es importante comprender que los resaltes no están necesariamente asociados con anticlinales, ni los valles relacionados con sinclinales. Antes bien, crestas y valles se producen por meteorización diferencial y erosión. Por ejemplo, en la provincia Valley and Ridge, los estratos de arenisca más resistente permanecen como imponentes riscos separados por valles excavados en estratos de caliza y lutita mucho más fáciles de erosionar.

Aunque hemos separado en nuestra explicación los pliegues y las fallas, en el mundo real, en general los pliegues están estrechamente ligados a las fallas. Ejemplos de esta relación estrecha son las amplias estructuras regionales denominadas *monoclinales.* Estructuras particularmente destacadas de la llanura de Colorado, los **monoclinales** (*mono* = uno; *kleinen* = inclinar) son grandes pliegues en forma de escalón situados en estratos sedimentarios por lo demás horizontales (Figura 10.12). Estos pliegues parecen ser el resultado de la reactivación de las zonas de falla situadas en las rocas del basamento por debajo de la cobertera. Conforme los grandes bloques de roca del basamento ascendían a lo largo de antiguas fallas, los estratos sedimentarios comparativamente dúctiles de encima respondían plegándose. En la llanura del Colorado, los monoclinales muestran una zona estrecha de estratos muy inclinados que se allanan y forman las capas superiores de las grandes áreas elevadas, como el pliegue Zuni, el pliegue Echo Cliffs y la ondulación de San Rafael (Figura 10.12). El desplazamiento a lo largo de estas fallas reactivadas es a menudo superior a 1 kilómetro, y los mayores



▲ **Figura 10.12** Monoclinal. El monoclinal consiste en estratos sedimentarios plegados que fueron deformados por una fractura del basamento. El cabalgamiento de este diagrama se denomina *cabalgamiento ciego* porque no alcanza la superficie.

monoclinales muestran desplazamientos próximos a los 3 kilómetros.

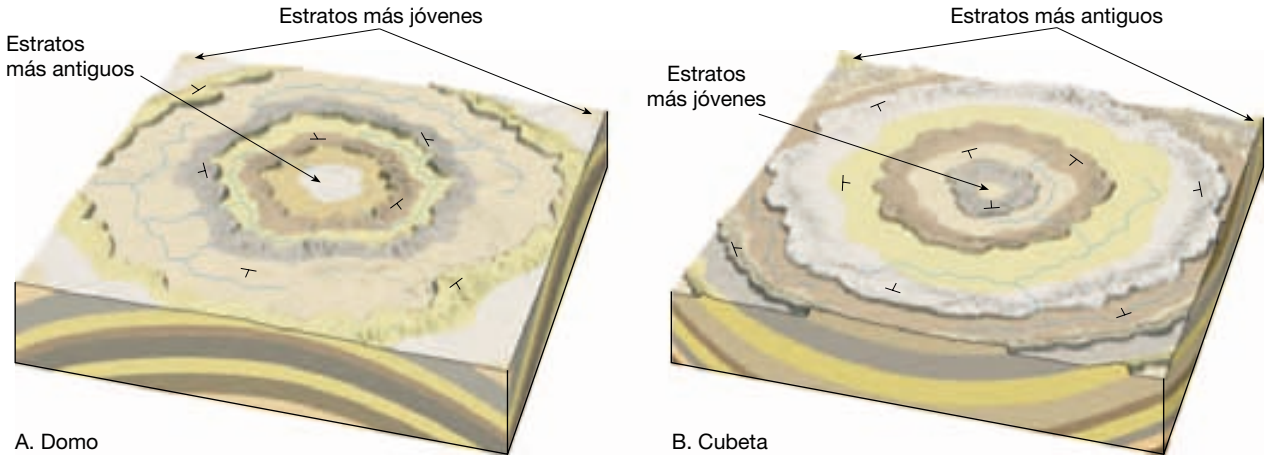
Domos y cubetas

Grandes elevaciones de las rocas del basamento pueden deformar la cubierta de estratos sedimentarios superiores y generar grandes pliegues. Cuando este movimiento ascendente produce una estructura circular o alargada, la estructura se denomina **domo** (Figura 10.13A). Las estructuras descendentes que tienen una forma similar se denominan **cubetas** (Figura 10.13B).

Las Black Hills del oeste de Dakota del sur son un gran domo que, se cree, se formó por levantamiento. La erosión ha eliminado las porciones más elevadas de los estratos sedimentarios levantados, dejando expuestas en el centro las rocas metamórficas e ígneas más antiguas (Figura 10.14). Pueden verse restos de esos estratos sedimentarios, que antiguamente fueron continuos, flanqueando el núcleo cristalino de esta cordillera montañosa. Los estratos más resistentes son fáciles de identificar porque la erosión diferencial los ha hecho aflorar como prominentes crestas denominadas **hogbacks.** Dado que los hogbacks pueden formarse en cualquier sitio en que los estratos resistentes están muy inclinados, también están asociados con otros tipos de pliegues.

Los domos pueden formarse también por intrusión de magmas (lacolitos) como se muestra en la Figura 5.16. Además, la migración ascendente de formaciones salinas puede producir los domos de sal que son comunes en el golfo de México.

En Estados Unidos existen varias grandes cubetas (Figura 10.15). Las cuencas de Michigan e Illinois tienen estratos de pendientes muy suaves que definen una geometría cóncava. Se piensa que estas cubetas son consecuencia de grandes acumulaciones de sedimentos, cuyo peso hizo que la corteza se hundiera (*véase* sección sobre



▲ **Figura 10.13** Elevaciones y descensos suaves, de las rocas de la corteza producen domos **(A)** y cubetas **(B)**. La erosión de esas estructuras produce un patrón de afloramiento que es aproximadamente circular o alargado.



▲ **Figura 10.14** Las Black Hills de Dakota del Sur, una gran estructura dómica con rocas ígneas y metamórficas resistentes aflorantes en el núcleo.

isostasia del Capítulo 14). Unas pocas cubetas estructurales pueden haber sido consecuencia de impactos de asteroides gigantes.

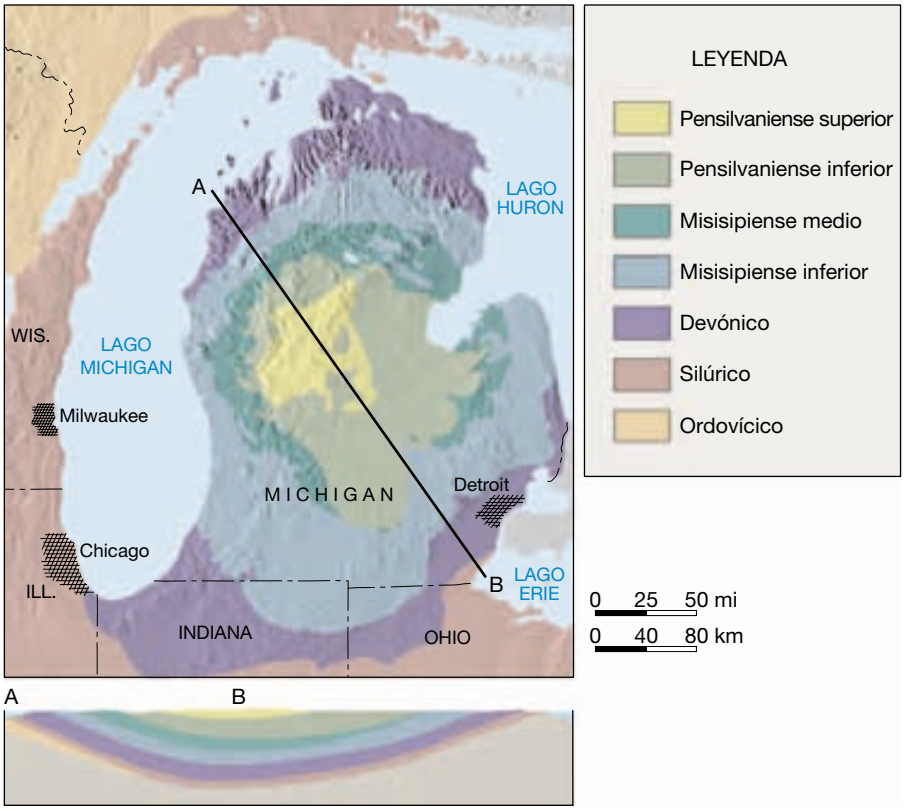
Dado que las grandes cubetas contienen estratos sedimentarios inclinados según ángulos muy pequeños, suelen identificarse por la edad de las rocas que las componen. Las rocas más jóvenes se encuentran cerca del centro y las más antiguas, en los flancos. Éste es exactamente el orden contrario observado en un domo, como las Black Hills, donde las rocas más antiguas aparecen en el núcleo.

Fallas

Deformación de la corteza
▼ Fallas y fracturas

Las **fallas** son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales ha tenido lugar un desplazamiento apreciable. A veces, pueden reconocerse pequeñas fallas en los taludes de las carreteras, observándose estratos sedimentarios desplazados unos pocos metros. Las fallas de esta escala normalmente aparecen como pequeñas rupturas aisladas. Por el contrario, las grandes fallas, como la de San Andrés en California, tienen desplazamientos de centenares de kilómetros y consisten en muchas superficies falladas interconectadas. Estas *zonas de falla* pueden tener una anchura de varios kilómetros y a menudo son más fáciles de identificar a partir de fotografías aéreas que a nivel del suelo.

Los movimientos súbitos a lo largo de las fallas son la causa de la mayoría de los terremotos. Sin embargo, la gran mayoría de las fallas son inactivas y, por tanto, restos de una deformación antigua. A lo largo de las fallas, las rocas suelen romperse y pulverizarse conforme los bloques



▶ **Figura 10.15** Geología del basamento de la cuenca de Michigan. Obsérvese que las rocas más jóvenes están localizadas en el centro, mientras que los estratos más antiguos flanquean esta estructura.

de corteza situados en los lados opuestos de una falla se rozan unos con otros. El material arcilloso débilmente coherente que resulta de esta actividad se denomina *salbanda de falla*. En algunas superficies de falla, las rocas acaban muy pulidas y estriadas, o con surcos, a medida que los bloques de corteza se deslizan unos con respecto a otros. Estas superficies pulidas y estriadas, denominadas *espejos de falla*, proporcionan a los geólogos pruebas de la dirección del desplazamiento más reciente a lo largo de la falla. Los geólogos clasifican las fallas por sus movimientos relativos, que pueden ser predominantemente horizontales, verticales u oblicuos.

Fallas con desplazamiento vertical

Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente paralelo al buzamiento (o inclinación) de la superficie de falla se denominan **fallas con desplazamiento vertical.** Este tipo de movimiento puede producir pequeños resaltes denominados **escarpes de falla** (*scarpe* = pendiente). Estos últimos, como el que se muestra en la Figura 10.16, son producidos por desplazamientos que generan terremotos.

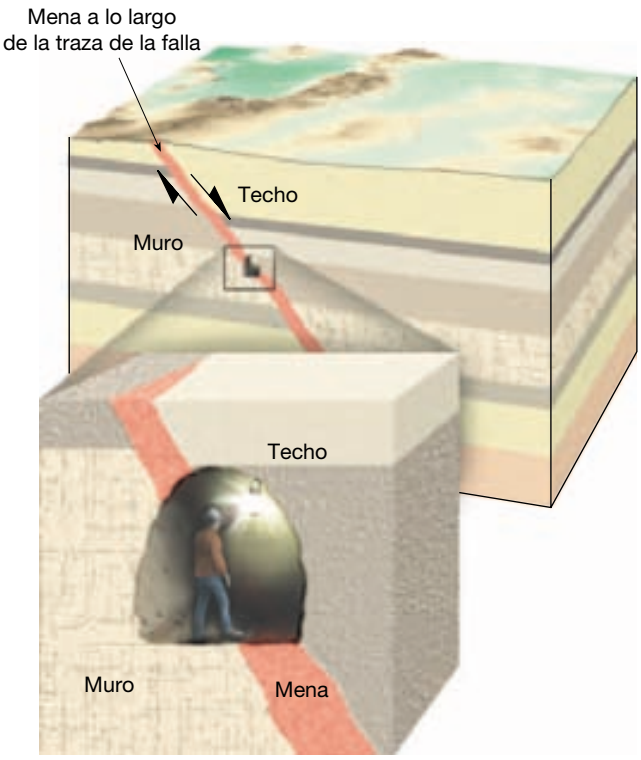
Se ha convertido en una práctica común denominar a la superficie rocosa que está inmediatamente por encima de la falla el *techo* y a la superficie de roca inferior, el



▲ **Figura 10.16** Escarpe de falla localizado cerca del monumento nacional Joshua Tree, California. (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos.)

muro (Figura 10.17). Esta nomenclatura surgió de los prospectores y mineros que excavaban túneles a lo largo de zonas de falla, porque son frecuentemente zonas con depósitos minerales. En esos túneles, los mineros andaban sobre las rocas situadas debajo de la zona de falla mineralizada (muro) y colgaban sus linternas en las rocas de arriba (techo).

Los dos tipos principales de fallas con desplazamiento vertical se denominan **fallas normales** y **fallas**

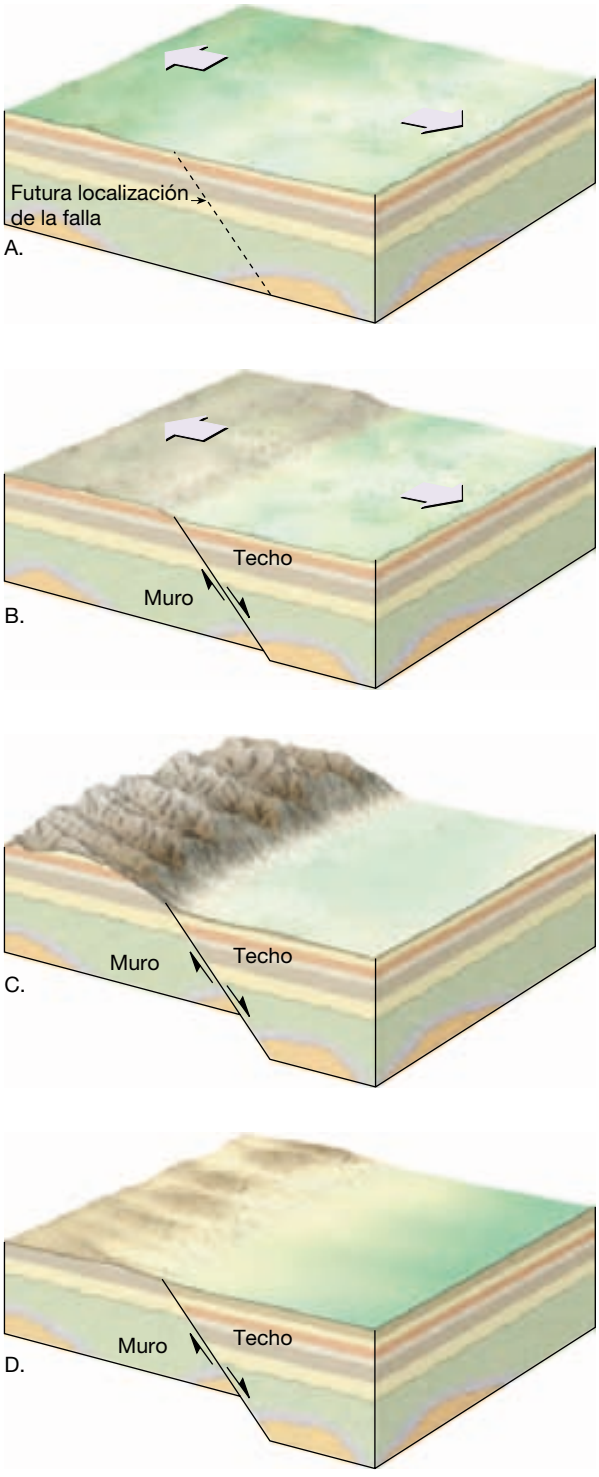


▲ **Figura 10.17** La roca situada inmediatamente por encima de una superficie de falla se denomina *techo* y la de debajo, *muro,* según los nombres que utilizaban los mineros que excavaron las menas a lo largo de las zonas de falla. Los mineros cuelgan sus lámparas en las rocas situadas encima de la traza de la falla (techo) y andan por las rocas situadas debajo de la traza de la falla (muro).

inversas. Además, cuando una falla inversa tiene un ángulo de buzamiento (inclinación) menor de 45°, se denomina *cabalgamiento.* A continuación consideraremos estos tres tipos de falla.

Fallas normales Las fallas con desplazamiento vertical se clasifican como fallas normales cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro (Figura 10.18). La mayoría de las fallas normales tienen buzamientos de unos 60°, que tienden a disminuir con la profundidad. Sin embargo, algunas fallas con desplazamiento vertical tienen buzamientos mucho menores, aproximándose en algunos casos a la horizontal. Debido al movimiento descendente del techo, las fallas normales acomodan el alargamiento, o la extensión, de la corteza.

La mayoría de las fallas normales son pequeñas, con desplazamientos más o menos de un metro. Pero hay algunas que se extienden decenas de kilómetros, dibujando sinuosamente el límite de un frente montañoso. En el oeste de Estados Unidos, las fallas normales a gran escala como éstas se asocian con estructuras denominadas **montañas limitadas por fallas.**



▲ **Figura 10.18** Bloques diagrama que ilustran una falla normal. **A.** Estratos rocosos antes de la falla. **B.** Movimiento relativo de los bloques desplazados. El desplazamiento puede continuar formando un relieve montañoso limitado por fallas a lo largo de millones de años y que representa muchos episodios de fracturación espaciados en el tiempo. **C.** Cómo puede la erosión modificar el bloque levantado. **D.** Finalmente el período de deformación acaba y la erosión se convierte en el proceso geológico dominante.

Son ejemplos de montañas limitadas por fallas la cordillera Teton de Wyoming y Sierra Nevada de California. Ambas están falladas a lo largo de sus flancos orientales, que se fueron levantando a medida que los bloques se inclinaban hacia abajo en dirección oeste. Estos escarpados frentes montañosos se produjeron a lo largo de un período de 5 a 10 millones de años por medio de muchos episodios, irregularmente espaciados, de formación de fallas. Cada acontecimiento fue responsable de tan sólo unos pocos metros de desplazamiento.

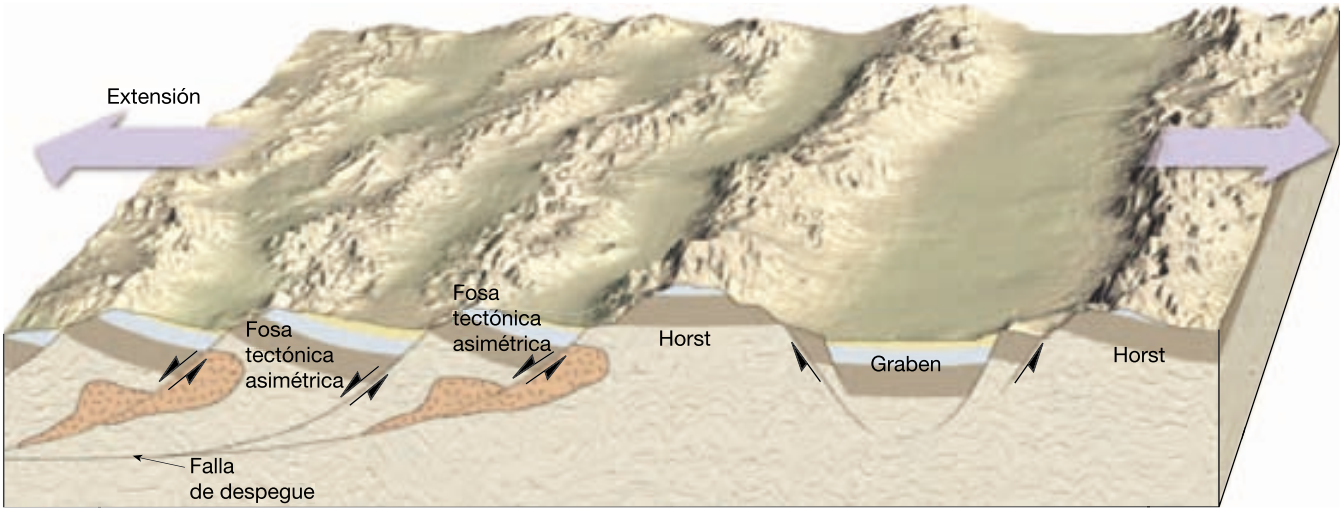
Otros ejemplos excelentes de montañas limitadas por fallas se encuentran en la provincia Basin and Range, una región que abarca Nevada y zonas de los estados circundantes (Figura 10.19). En esta región, la corteza se ha alargado y se ha roto para crear más de 200 alineaciones montañosas relativamente pequeñas. Con una media de alrededor de 80 kilómetros de longitud, las cordilleras se elevan de 900 a 1.500 metros por encima de las cuencas adyacentes, constituidas por bloques hundidos.

La topografía de la provincia Basin and Range ha sido generada por un sistema de fallas normales con un rumbo aproximado norte-sur. Los movimientos a lo largo de estas fallas han producido bloques de falla elevados alternos y denominados **horst** y bloques hundidos llamados **graben** (*graben* = zanja). Los horst generan cordilleras elevadas, mientras que los grabens forman muchas cuencas. Como se ilustra en la Figura 10.19, las estructuras llamadas **fosas tectónicas asimétricas,** que son bloques de falla inclinados, también contribuyen a la alternancia de altos y bajos topográficos en la provincia Basin and Range. Los horst y los extremos superiores de los bloques inclinados de la falla son la fuente de los sedimentos que se han acumulado en las cuencas que fueron creadas por los graben y los extremos inferiores de los bloques inclinados.

Obsérvese, en la Figura 10.19, que las pendientes de las fallas normales de la provincia Basin and Range disminuyen con la profundidad y finalmente se juntan para formar una falla casi horizontal denominada **falla de despegue (detachment).** Estas fallas se extienden durante cientos de kilómetros por debajo de la superficie, donde constituyen un límite importante entre las rocas situadas debajo, que exhiben deformación dúctil, y las rocas situadas encima, que muestran deformación frágil.

Las fallas con desplazamiento vertical son también predominantes en los centros de expansión, donde se produce la divergencia entre las placas tectónicas. En estos puntos, un bloque central (**graben** o **fosa tectónica**) está limitado por fallas normales y se hunde cuando las placas se separan. Los graben definen un valle alargado limitado por dos bloques de falla elevados (**horst**).

El valle del Rift de África oriental está compuesto por varias fosas grandes tectónicas, limitadas por horst inclinados que producen una topografía montañosa lineal. Este valle, de casi 6.000 kilómetros de longitud, contiene los yacimientos de algunos de los fósiles humanos más antiguos. Ejemplos de valles de Rift inactivos son el valle del Rin, en Alemania, y las fosas tectónicas del Triásico del este de Estados Unidos. Sistemas aún mayores de



▲ **Figura 10.19** Fracturación normal de la provincia Basin and Range. Aquí, los esfuerzos tensionales han alargado y fracturado la corteza en numerosos bloques. El movimiento a lo largo de esas fracturas ha inclinado los bloques produciendo alineaciones montañosas paralelas denominadas montañas limitadas por fallas. Los bloques hundidos (grabens) forman cuencas, mientras que los bloques elevados (horst) se erosionan y originan una topografía montañosa accidentada. Además, numerosos bloques inclinados (fosas tectónicas asimétricas) dan lugar a cuencas y montañas.

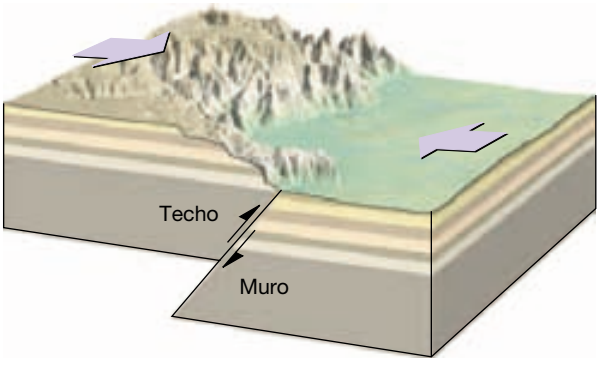
fallas con desplazamiento vertical inactivas son los márgenes continentales, como las costas orientales del continente americano y las costas occidentales de Europa y África.

El movimiento de las fallas proporciona a los geólogos un método de determinación de la naturaleza de las fuerzas que actúan en el interior de la Tierra. Las fallas normales indican la existencia de esfuerzos tensionales que separan la corteza. Esa «separación» puede llevarse a cabo o bien por levantamiento, que hace que la superficie se estire y rompa, o bien mediante fuerzas horizontales opuestas.

Fallas inversas y cabalgamientos Las **fallas inversas** y los **cabalgamientos** son fallas con desplazamiento vertical en las cuales el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque de muro (Figura 10.20). Recordemos que las fallas inversas tienen buzamientos superiores a 45° y que los cabalgamientos tienen buzamientos inferiores a 45°. Dado que el bloque de techo se mueve hacia arriba y sobre el bloque de muro, las fallas inversas y los cabalgamientos reflejan un acortamiento de la corteza.

Las fallas inversas de alto ángulo suelen ser pequeñas y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas. Los cabalgamientos, por otro lado, existen a todas las escalas. Los cabalgamientos pequeños exhiben desplazamientos que oscilan entre milímetros y unos pocos metros. Algunos grandes cabalgamientos tienen desplazamientos del orden de decenas a centenares de kilómetros.

Mientras que las fallas normales aparecen en entornos tensionales, los cabalgamientos son resultado de fuertes esfuerzos compresivos. En esos ambientes, los bloques de la corteza se desplazan uno *hacia* el otro, moviéndose el techo hacia arriba con respecto al muro. La formación de cabalgamientos es más pronunciada en las zonas de subducción y otros bordes convergentes, donde las placas están colisionando. Las fuerzas compresivas producen generalmente pliegues además de fallas y provocan un engrosamiento y acortamiento del material implicado.



▲ **Figura 10.20** Bloque diagrama que muestra el movimiento relativo a lo largo de una falla inversa.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

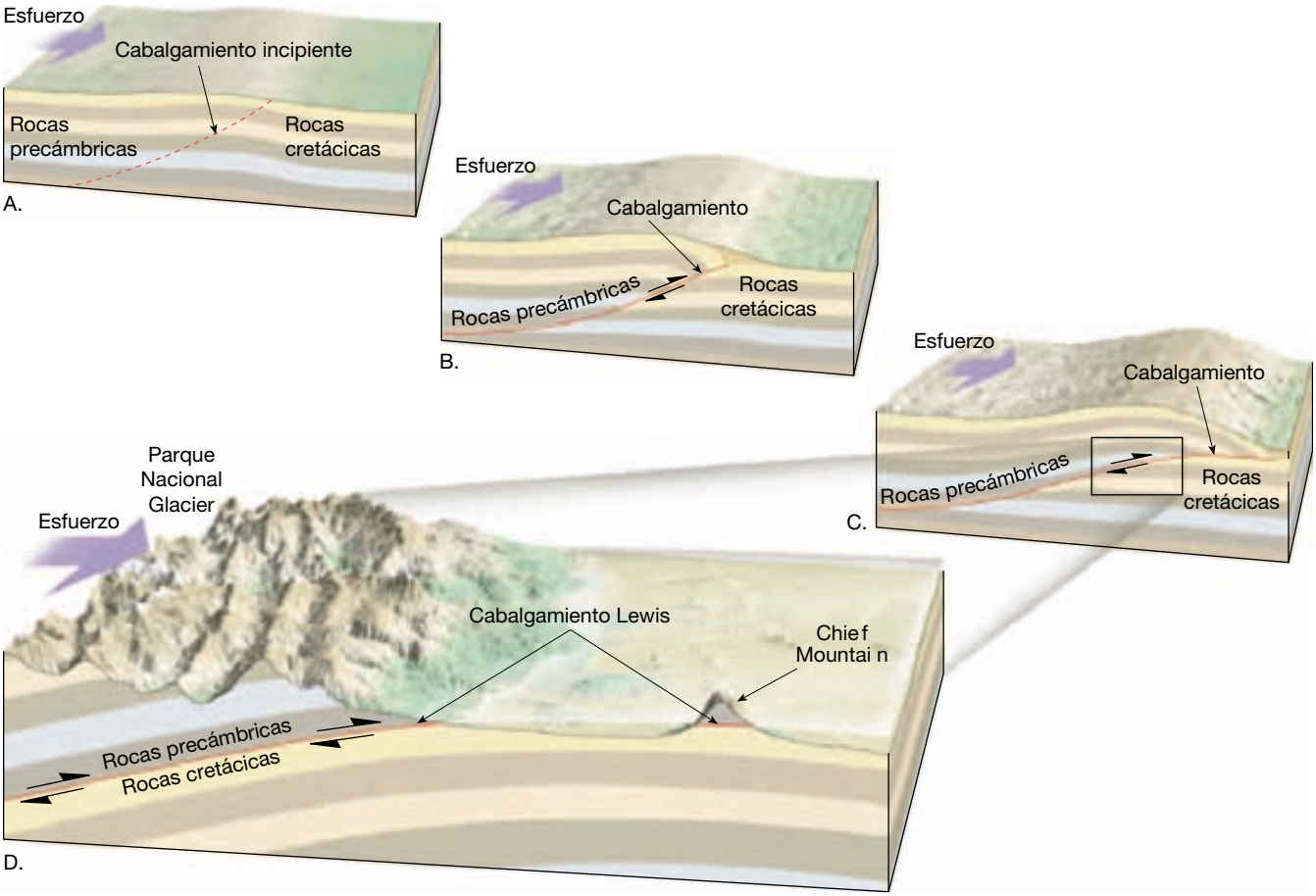
¿Se ha visto alguna vez cómo se forma un escarpe de falla?

Sorprendentemente, sí. Se han dado varios casos en que algunas personas, de manera fortuita, han estado en el lugar adecuado y en el momento oportuno para observar la creación de un escarpe de falla, y han vivido para contarlo. En Idaho un gran terremoto creó en 1983 un escarpe de falla de 3 metros, lo cual fue presenciado por varias personas, muchas de las cuales huyeron rápidamente. Sin embargo, es más frecuente que se detecten los escarpes de falla *después* de su formación. Por ejemplo, en 1999 un terremoto en Taiwán creó un escarpe de falla que originó una cascada de agua y destruyó un puente próximo.

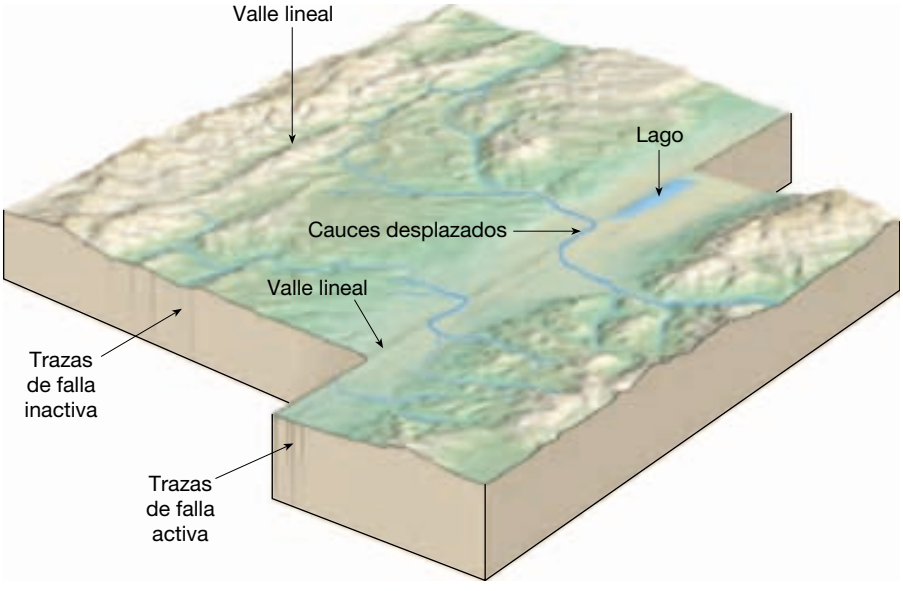
En regiones montañosas, como los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches, los cabalgamientos han desplazado los estratos hasta 50 kilómetros sobre las unidades de roca adyacentes. El resultado de este movimiento a gran escala es que los estratos más antiguos se superponen sobre las rocas más jóvenes. Un lugar clásico de cabalgamientos es el Parque Nacional Glacier (Figura 10.20). En él, los picos montañosos que proporcionan el aspecto majestuoso al parque han sido esculpidos en rocas precámbricas que fueron desplazadas sobre estratos cretácicos mucho más jóvenes. En el borde oriental del Parque Nacional Glacier hay un pico solitario denominado Chief Mountain. Esta estructura es un resto aislado de una lámina de cabalgamiento que fue dividida por las fuerzas erosivas del hielo glacial y las aguas superficiales. Un bloque aislado se denomina **klippe** (*klippe* = acantilado).

Fallas de desplazamiento horizontal

Las fallas en las que el desplazamiento dominante es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla, se denominan **fallas de desplazamiento horizontal** o desgarres. Debido a su gran tamaño y a su naturaleza lineal, muchas fallas de desplazamiento horizontal tienen una traza que es visible a lo largo de una gran distancia. En vez de una fractura única a lo largo de la cual tiene lugar el movimiento, las fallas de desplazamiento horizontal consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuya anchura puede ser superior a varios kilómetros. El movimiento más reciente, sin embargo, suele producirse a lo largo de una banda de tan sólo unos pocos metros de ancho que puede cortar estructuras como los cauces de los ríos (Figura 10.22). Además, las rocas tritu-



▲ **Figura 10.21** Desarrollo idealizado del manto de cabalgamiento Lewis. **A.** Entorno geológico antes de la deformación. **B, C.** El movimiento a gran escala a lo largo de un cabalgamiento desplazó rocas precámbricas sobre estratos cretácicos en la región del Parque Nacional Glacier. **D.** La erosión por el hielo glacial y el agua superficial produjo la segmentación del cabalgamiento originando un paisaje majestuoso y aisló un resto del cabalgamiento denominado Chief Mountain.



◀ **Figura 10.22** Bloque diagrama que ilustra las estructuras asociadas con las fallas con desplazamiento horizontal. Obsérvese cómo los cauces de las corrientes han sido desplazados por el movimiento de la falla. Las fallas de este diagrama son fallas con movimiento horizontal dextral. (Modificado según R. L. Wesson y colaboradores.)

radas y rotas producidas durante la formación de la falla son erosionadas con más facilidad, produciendo, a menudo, valles lineales o depresiones que marcan la ubicación de estas fallas transcurrentes.

Los primeros registros científicos de fallas de deslizamiento horizontal se debieron al seguimiento de zonas de ruptura superficial que habían producido intensos terremotos. Uno de los más notorios fue el gran terremoto de San Francisco de 1906. Durante este gran terremoto, se desplazaron hasta 4,7 metros las estructuras que se habían construido a través de la falla de San Andrés, por ejemplo, las vallas. Dado que el movimiento del bloque de corteza del lado opuesto de la falla fue a la derecha, según se mira hacia la falla, se denomina falla direccional con movimiento *dextral*. La falla Great Glen de Escocia es un ejemplo bien conocido de falla de dirección *sinestral*, con un sentido de desplazamiento opuesto. Se ha calculado que el desplazamiento total a lo largo de la falla Great Glen supera los 100 kilómetros. También asociados con esta falla hay numerosos lagos, entre ellos el lago Ness, el hogar del legendario monstruo.

Muchas grandes fallas de desplazamiento horizontal atraviesan la litosfera y acomodan el movimiento entre dos grandes placas de corteza. Recordemos que este tipo especial de falla direccional se denomina **falla transformante** (*trans* = a través; *forma* = forma). Numerosas fallas transformantes cortan la litosfera oceánica y conectan las dorsales oceánicas. Otras acomodan el desplazamiento entre placas continentales que se mueven en sentido horizontal una con respecto a la otra. Una de las fallas transformantes mejor conocida es la falla San Andrés, en California (*véase* Recuadro 10.2). A esta falla de límite de placas puede seguírsele el trazado durante unos 950 kilómetros desde el golfo de California hasta un punto situado a lo largo de la costa norte de San Francisco, donde desaparece en el mar. Desde su formación, hace unos 29 millones de años, el desplazamiento a lo largo de la falla de San Andrés ha superado los 560 kilómetros. Este movimiento ha acomodado el desplazamiento hacia el norte del suroeste californiano y la Península de Baja California en relación con el resto de Norteamérica.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Las fallas exhiben sólo desplazamiento vertical y horizontal?

No. Las fallas con desplazamiento horizontal y las fallas con desplazamiento vertical son en los extremos opuestos del espectro de las estructuras de falla. Las fallas que exhiben una combinación de desplazamientos verticales y horizontales se denominan **fallas con desplazamiento oblicuo.** Aunque la mayoría de fallas podrían clasificarse técnicamente como fallas con desplazamiento oblicuo, en general exhiben movimiento horizontal o vertical.

Diaclasas



Deformación de la corteza
▼ Fallas y fracturas

Entre las estructuras más comunes se cuentan diaclasas. A diferencia de las fallas, las **diaclasas** son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Aunque algunas diaclasas tienen una orientación aleatoria, la mayoría se produce en grupos aproximadamente paralelos.

Ya hemos considerado dos tipos de diaclasas. Antes vimos que las *diaclasas columnares* se forman cuando las rocas ígneas se enfrían y se desarrollan fracturas de retracción que producen columnas alargadas en forma de pilares. También recordemos que el lajeamiento produce un modelo de diaclasas suavemente curvadas que se desarrollan más o menos en paralelo a la superficie de los grandes cuerpos ígneos, como los batolitos. En estos casos, la formación de diaclasas es consecuencia de la expansión gradual que se produce cuando la erosión elimina la carga suprayacente.

En contraste con las situaciones que acabamos de describir, la mayoría de las diaclasas se produce cuando se deforman las rocas de la corteza más externa. En estas zonas, los esfuerzos tensionales y de cizalla asociados con los movimientos de la corteza hacen que las rocas se rompan frágilmente. Por ejemplo, cuando se produce plegamiento, las rocas situadas en los ejes de los pliegues se estiran y se separan creándose diaclasas tensionales. También pueden desarrollarse gran cantidad de diaclasas en respuesta a levantamientos y hundimientos regionales de la corteza relativamente sutiles y, a menudo, apenas perceptibles. En muchos casos, la causa de formación de diaclasas en una zona particular no es fácil de apreciar.

Muchas rocas están rotas por dos o incluso tres tipos de diaclasas que se intersectan, lo que fragmenta las rocas en numerosos bloques de formas regulares. Estos conjuntos de diaclasas ejercen a menudo una fuerte influencia sobre otros procesos geológicos. Por ejemplo, la meteorización química tiende a concentrarse a lo largo de diaclasas y, en muchas áreas, el movimiento del agua subterránea y, por tanto, la disolución de las rocas solubles están controlados por el modelo de las diaclasas (Figura 10.23). Además, un sistema de diaclasas puede influir en la dirección que siguen los cursos de las corrientes de



Recuadro 10.2 ▸ El hombre y el medio ambiente

El sistema de fallas de San Andrés

El sistema de fallas de San Andrés, el mayor y mejor conocido de Norteamérica, atrajo una gran atención por primera vez después del gran terremoto e incendio ocurridos en San Francisco en 1906. Después de este devastador acontecimiento, los estudios geológicos demostraron que un desplazamiento de 5 metros a lo largo de la falla había sido el responsable del terremoto. Se sabe ahora que este notable acontecimiento es tan sólo uno de los muchos miles de terremotos que se han producido como consecuencia de movimientos repetidos a lo largo de la falla de San Andrés durante sus 29 millones de años de historia.

¿Dónde está localizado el sistema de fallas de San Andrés? Como se muestra en la Figura 10.B, discurre hacia el noroeste durante casi 1.300 kilómetros a través de gran parte del oeste de California. En su extremo sur, la falla de San Andrés conecta con un centro de expansión localizado en el golfo de California. En el norte, la falla entra en el océano Pacífico en Punta Arena, donde se piensa que continúa su trayectoria hacia el noroeste, juntándose finalmente con la zona de fractura de Mendocino. En la sección central, la falla de San Andrés es relativamente sencilla y recta. Sin embargo, en sus dos extremos varias ramas se extienden desde el trazado principal, de manera que en algunas áreas, la zona de falla tiene una anchura superior a los 100 kilómetros.

A lo largo de gran parte de su recorrido, una depresión lineal revela la presencia de la falla de San Andrés. Cuando el sistema se mira desde el aire, cicatrices lineales, cauces desplazados y lagunas alargadas marcan su trazado. Sobre el terreno, sin embargo, las expresiones superficiales de las fallas son mucho más difíciles de detectar. Algunas de las formas del paisaje más claras son escarpes rectos y largos, crestas estrechas y lagunas estancadas formadas por hundimiento de bloques dentro de la zona de falla. Además, muchos cauces se doblan notablemente hacia la derecha cuando cruzan la falla.

Con la llegada de la teoría de la tectónica de placas, los geólogos empezaron a darse cuenta de la importancia de este gran sistema de fallas. La falla de San Andrés es un borde transformante que separa dos placas que se mueven muy lentamente. La placa Pacífica, localizada al oeste, se mueve en dirección noroeste con respecto a la placa Norteamericana, provocando los terremotos a lo largo de la falla (Tabla 10.A).

La falla de San Andrés es indudablemente la más estudiada de todos los sistemas de fallas del mundo. Aunque muchas preguntas siguen sin respuesta, los geólogos han descubierto que cada segmento de falla tiene un comportamiento algo diferente. Algunas porciones de la falla de San Andrés exhiben un lento deslizamiento con poca actividad sísmica apreciable. Otros segmentos se deslizan de manera regular, produciendo terremotos pequeños, mientras que otros segmentos parecen almacenar energía elástica durante 200 años o más antes de romperse y generar un gran terremoto. Este conocimiento es útil cuando se asigna a un segmento determinado de la zona de falla su potencial de riesgo sísmico.

Debido a la gran longitud y complejidad de la falla de San Andrés, se suele hacer referencia con más propiedad a ella como un «sistema de fallas» que consiste fundamentalmente en la falla de San Andrés y varias ramas principales, entre ellas las fallas Hayward y Calaveras de California central y las fallas San Jacinto y Elsinore del sur de California (*véase* Figura 10.B). Estos segmentos principales, más un gran número de fallas más pequeñas, entre ellas la falla Imperial, la falla de San Fernando y la falla de Santa Mónica, acomodan colectivamente el movimiento relativo entre las placas Norteamericana y Pacífica.

Tabla 10.A Principales terremotos del sistema de fallas de San Andrés

Fecha	Localización	Magnitud	Observaciones
1812	Wrightwood, CA	7	La iglesia de San Juan Capistrano se hundió y mató a 40 fieles.
1812	Canal de Santa Bárbara	7	Se resquebrajaron las iglesias y otros edificios en Santa Bárbara y sus alrededores.
1838	Península de San Francisco	7	En una época se pensó que había sido comparable al gran terremoto de 1906.
1857	Fort Tejo, CA	8,25	Uno de los mayores terremotos de Estados Unidos. Se produjo cerca de Los Ángeles, entonces una ciudad de 4.000 habitantes.
1868	Hayward, CA	7	La ruptura de la falla Hayward causó un extenso daño al área de la bahía de San Francisco.
1906	San Francisco, CA	8,25	El gran terremoto de San Francisco. El 80 por ciento del daño se debió al fuego.
1940	Valle Imperial	7,1	Desplazamiento de la falla Imperial recién descubierta.
1952	Condado de Kern	7,7	Ruptura de la falla White Wolf. El mayor terremoto de California desde 1906. Sesenta millones de dólares en daños y 200 personas fallecidas.
1971	Valle de San Fernando	6,5	Quinientos millones de dólares en daños y 58 víctimas.
1989	Montañas de Santa Cruz	7,1	Terremoto de Loma Prieta. Seis mil millones de dólares en daños, 62 vidas perdidas y 3.757 heridos.
1994	Northridge (Los Ángeles)	6,9	Más de 15.000 millones de dólares en daños, 51 vidas perdidas y más de 5.000 heridos.



▲ **Figura 10.B** Mapa que muestra la extensión del sistema de fallas de San Andrés. El recuadro muestra sólo unas pocas de las muchas fallas pequeñas que forman parte de este gran sistema de fallas.

Los bloques de los lados opuestos de la falla de San Andrés se mueven horizontalmente en direcciones opuestas, de manera que, si una persona estuviera de pie en un lado de la falla, le parecería que el bloque situado en el lado opuesto se movería hacia la derecha cuando se produce el deslizamiento. Este tipo de desplazamiento se conoce como deslizamiento *dextral*.

Desde el gran terremoto de San Francisco, en 1906, cuando se produjo un desplazamiento de hasta 5 metros, los geólogos han intentado establecer el desplazamiento acumulado a lo largo de esta falla durante sus 29 millones de años de historia. Correlacionando unidades de roca a través de la falla, han determinado que el desplazamiento acumulado total a partir de los terremotos y los deslizamientos supera los 560 kilómetros.



Figura 10.23 La meteorización química se intensifica a lo largo de las diaclasas en las rocas graníticas de la parte superior del domo Lembert, Parque Nacional Yosemite. (Foto de E. J. Tarbuck.)

agua. El modelo de drenaje rectangular descrito en el Capítulo 16 es uno de esos casos.

Las diaclasas también pueden ser significativas desde un punto de vista económico. Algunos de los depósitos minerales mayores y más importantes del mundo se encuentran a lo largo de sistemas de diaclasas. Las soluciones hidrotermales, que son básicamente fluidos mineralizados, pueden migrar a través de las rocas fracturadas y precipitar cantidades económicamente importantes de cobre, plata, oro, cinc, plomo y uranio.

Además, las rocas con muchas diaclasas representan un riesgo para las grandes construcciones de ingeniería, entre ellas las autopistas y las presas. El 5 de junio de 1976 se perdieron 14 vidas y casi 1.000 millones de dólares cuando se derrumbó la presa Teton en Idaho. Esta presa de tierra se había construido con arcillas y limos muy erosionables y estaba situada sobre rocas volcánicas muy fracturadas. Aunque se intentó rellenar los huecos de las rocas diaclasadas, el agua fue penetrando gradualmente en las fracturas de las rocas del subsuelo y socavó los cimientos de la presa. Por último, el agua en movimiento excavó un túnel en las arcillas y los limos fácilmente erosionables. En cuestión de minutos la presa se hundió, lanzando un frente de agua de 20 metros de altura aguas abajo de los ríos Teton y Snake.

Resumen

- El término *deformación* se refiere a los cambios de forma o de volumen, o ambas cosas, de un cuerpo rocoso, y es más pronunciada a lo largo de los bordes de placa. Para describir las fuerzas que deforman las rocas, los geólogos utilizan el término *esfuerzo*, que es la cantidad de fuerza aplicada sobre un área determinada. El esfuerzo, cuando es uniforme en todas las direcciones, se denomina *presión de confinamiento*, mientras que los *esfuerzos diferenciales* se aplican de manera desigual en direcciones diferentes. Los esfuerzos diferenciales que acortan un cuerpo de roca son *esfuerzos compresionales;* los que alargan la unidad rocosa son *esfuerzos tensionales*. La *deformación* es el cambio de tamaño y forma de una unidad rocosa provocado por el esfuerzo.
- Las rocas se deforman de manera diferente dependiendo del entorno (temperatura y presión de confinamiento), la composición y la textura de la roca y el tiempo durante el que se mantiene el esfuerzo. Las rocas responden primero mediante deformación *elástica* y vuelven a su forma original cuando cesa el esfuerzo. Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia), las rocas o bien se deforman por flujo dúctil o bien se fracturan. La *deformación dúctil* es un flujo en estado sólido que provoca un cambio del tamaño y la forma de un objeto sin fracturarlo. El flujo dúctil puede producirse por deslizamiento gradual y recristalización a lo largo de planos de fragilidad en el interior del retículo cristalino de los granos minerales. Se produce deformación dúctil en un entorno de presión y temperatura elevadas. En un entorno próximo a la superficie, la mayoría de las rocas se deforman mediante *fracturación.*
- La orientación de los estratos o de las superficies de fallas se establece mediante la dirección y el buzamiento. La *dirección* es la orientación con respecto al norte magnético de una línea generada por la inter-

sección de un estrato de roca inclinado o de una falla con un plano horizontal. El *buzamiento* es el ángulo de inclinación de la superficie de un estrato o de una falla medida desde un plano horizontal.

- Las estructuras geológicas básicas asociadas con la deformación de las rocas son los *pliegues* (doblamiento de rocas volcánicas y sedimentarias inicialmente horizontales en una serie de ondulaciones) y *fallas*. Los dos tipos más comunes de pliegues son los *anticlinales*, formados por el plegamiento convexo, o arqueamiento, de los estratos rocosos, y los *sinclinales*, que son pliegues cóncavos. La mayoría de los pliegues son consecuencia de *esfuerzos compresivos* horizontales. Los pliegues pueden ser *simétricos*, *asimétricos* o, si un flanco se ha inclinado más allá de la vertical, *volcados*. Los *domos* (estructuras levantadas en forma de anticlinales) y las *cubetas* (estructuras hundidas) son pliegues circulares o algo alargados formados por desplazamientos verticales de los estratos.
- Las fallas son fracturas en la corteza a lo largo de las cuales se ha producido un desplazamiento apreciable. Las fallas en las que el movimiento es fundamentalmente vertical se denominan *fallas con desplazamiento vertical*. Estas fallas incluyen las *normales* y las *fallas inversas*. Las fallas inversas de poco ángulo se denominan *cabalgamientos*. Las fallas normales indican *esfuerzos tensionales* que separan la corteza. A lo largo de los centros de expansión de las placas, la divergencia puede hacer que un bloque central, denominado «*graben*», limitado por fallas normales, descienda a medida que las placas se separan.
- Las fallas inversas y los cabalgamientos indican que están actuando *fuerzas compresivas*. Se encuentran grandes *cabalgamientos* a lo largo de las zonas de subducción y de otros bordes convergentes donde colisionan las placas. En regiones montañosas como los Alpes, las Rocosas septentrionales, el Himalaya y los Apalaches, los cabalgamientos han desplazado estratos hasta 50 kilómetros por encima de unidades rocosas adyacentes.
- Las *fallas de desplazamiento horizontal* muestran fundamentalmente movimientos paralelos a la dirección del plano de falla. Grandes fallas de desplazamiento horizontal, denominadas *fallas transformantes*, acomodan el desplazamiento entre bordes de placas. La mayoría de las fallas transformantes corta la litosfera oceánica y conecta centros de expansión. La falla de San Andrés corta la litosfera continental y acomoda el desplazamiento en dirección norte del suroeste californiano.
- Las *diaclasas* son fracturas a lo largo de las cuales no se ha producido desplazamiento apreciable. Suelen aparecer en grupos con orientaciones aproximadamente paralelas y son consecuencia de la fracturación frágil de rocas localizadas en la corteza más externa.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es la deformación de las rocas? ¿Cómo se transforma un cuerpo rocoso durante la deformación?
2. Enumere cinco (5) estructuras geológicas asociadas con la deformación.
3. ¿Cómo se relaciona el *esfuerzo* con la *fuerza*?
4. Compare los esfuerzos tensionales y compresivos.
5. Describa cómo el cizallamiento puede deformar una roca en un entorno próximo a la superficie.
6. Compare la deformación y el esfuerzo.
7. ¿En qué se diferencia la deformación frágil de la deformación dúctil?
8. Enumere tres factores que determinan cómo se comportarán las rocas cuando sean sometidas a esfuerzos que excedan su resistencia. Explique brevemente el papel de cada uno.
9. ¿Qué es un afloramiento?
10. ¿Qué dos medidas se utilizan para establecer la orientación de los estratos deformados? Distíngalas.
11. Distinga entre anticlinales y sinclinales, domos y cubetas, anticlinales y domos.
12. ¿En qué se diferencia un monoclinal de un anticlinal?
13. Las Black Hills de Dakota del Sur son un buen ejemplo, ¿de qué tipo de rasgo estructural?
14. Compare los movimientos que se producen a lo largo de las fallas normales e inversas. ¿Qué tipo de esfuerzo indica cada falla?
15. Describa un horst y un graben. Explique cómo se forma un valle asociado con un graben y cite uno.
16. ¿Qué tipo de fallas está asociado con las montañas limitadas por fallas?

17. ¿En qué se diferencian las fallas inversas de los cabalgamientos? ¿En qué se parecen?

18. La falla de San Andrés es un excelente ejemplo de una falla _____.

19. ¿Con cuál de los tres tipos de bordes de placa se asocian las fallas normales? ¿Y las fallas inversas? ¿Y las fallas de desgarre?

20. ¿En qué se diferencian las diaclasas de las fallas?

Términos fundamentales

anticlinal
buzamiento
cabalgamiento
cizalla
cubeta
cuenca
deformación
deformación dúctil
deformación frágil
diaclasa
dirección
domo
escarpe de falla
esfuerzo
esfuerzo compresivo
esfuerzo diferencial
esfuerzo tensional
estructura rocosa
falla
falla de despegue (detachment)
falla de desplazamiento horizontal (desgarre)
falla inversa
falla normal
falla transformante
fosa tectónica asimétrica
fuerza
graben o fosa tectónica
hogback
horst
inmersión
klippe
monoclinal
montaña limitada por fallas
pliegue
sinclinal

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 11

Los terremotos

¿Qué es un terremoto?
- Terremotos y fallas
- Rebote elástico
- Sismos precursores y réplicas

Ruptura y propagación de un terremoto

La falla de San Andrés: una zona sísmica activa

Sismología

Localización de un terremoto
- Cinturones sísmicos
- Profundidad de los focos

Medición de las dimensiones sísmicas
- Escalas de intensidad
- Escalas de magnitud

Destrucción causada por los terremotos
- Destrucción causada por las vibraciones sísmicas
- Tsunamis
- Deslizamientos y subsidencia del terreno
- Incendios

¿Pueden predecirse los terremotos?
- Predicciones a corto plazo
- Pronósticos a largo plazo

Terremotos: pruebas de la tectónica de placas

El 17 de octubre de 1989, a las 5 h 04 de la tarde, miles de televidentes estaban contemplando el tercer partido de la Word Series. Lo que vieron, en cambio, fue que las pantallas se apagaron cuando los temblores sacudieron el Parque Candlestick de San Francisco. Aunque el epicentro del terremoto se encontraba en una parte remota de las montañas Santa Cruz, 100 kilómetros al sur, el daño principal se produjo en el distrito de Marina de San Francisco.

El resultado más trágico de la violenta sacudida fue el derrumbamiento de algunas secciones elevadas de la autopista interestatal 880. El movimiento del terreno produjo el desplome del nivel superior, dispersando el cemento de las columnas de apoyo a lo largo de una sección de 2 kilómetros y medio de la autopista. A continuación, el piso superior se hundió sobre la carretera inferior, aplastando los coches como si fueran latas de aluminio. Este terremoto, denominado de Loma Prieta por su punto de origen, se cobró 67 vidas.

A mediados de enero de 1994, menos de 5 años después de que el terremoto de Loma Prieta devastara algunas zonas de la bahía de San Francisco, un gran terremoto sacudió el área norte de Los Ángeles. Aunque no fue el legendario «Big One», este terremoto de magnitud 6,7 dejó 51 muertos, más de 5.000 heridos y decenas de miles de hogares sin agua ni electricidad. Las pérdidas superaron los 40.000 millones de dólares y el terremoto se atribuyó a una falla desconocida que se rompió 18 kilómetros debajo de Northridge.

Este terremoto empezó a las 4 h 31 de la madrugada y duró unos 40 segundos. Durante este breve período, el terremoto aterrorizó a toda la zona de Los Ángeles. En el complejo de apartamentos de tres plantas de Northridge Meadows, 16 personas perdieron la vida cuando partes de los pisos superiores se hundieron sobre las unidades del primer piso. Casi 300 escuelas resultaron seriamente dañadas y una docena de carreteras principales se estropearon. Entre éstas estaban dos de las principales arterias de California: la Golden State Freeway (Interestatal 5), que quedó bloqueada por el hundimiento de un paso elevado, y la Santa Mónica Freeway. Por fortuna, estas carreteras prácticamente no tenían tráfico a esta hora de la madrugada.

En la zona de Granada Hills, las tuberías de gas se rompieron y ardieron en llamas, mientras las calles se inundaron de agua. Setenta casas ardieron en el área de Sylmar. Un tren con 64 vagones descarriló, incluidos algunos vagones que transportaban mercancías peligrosas. Pero hay que destacar que la destrucción no fue grande. No cabe duda de que la mejora de las estructuras para satisfacer los requisitos de construcción desarrollados para esta zona propensa a los terremotos, contribuyó a reducir al mínimo lo que habría podido ser una tragedia humana mucho mayor.

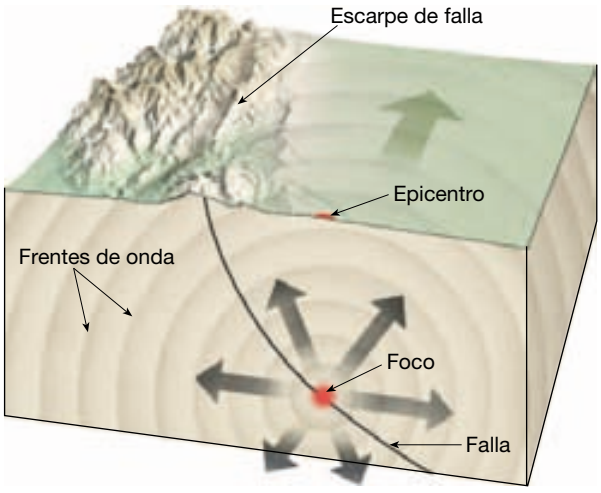
¿Qué es un terremoto?

Los terremotos
▼ ¿Qué es un terremoto?

Un **terremoto** es la vibración de la Tierra producida por una rápida liberación de energía. Lo más frecuente es que los terremotos se produzcan por el deslizamiento de la corteza terrestre a lo largo de una falla. La energía liberada irradia en todas las direcciones desde su origen, el **foco** (*foci* = punto) o **hipocentro,** en forma de ondas. Estas ondas son análogas a las producidas cuando se lanza una piedra en un estanque tranquilo (Figura 11.1). Exactamente igual a como el impacto de la piedra induce el movimiento de ondas en el agua, un terremoto genera ondas sísmicas que irradian a través de la Tierra. Aun cuando la energía de las ondas sísmicas se disipa rápidamente conforme se alejan del foco, instrumentos sensibles localizados por todo el mundo registran el acontecimiento.

Más de 300.000 terremotos con intensidad suficiente para dejarse sentir se producen cada año en todo el mundo. Por fortuna, en la mayoría de los casos se trata de temblores pequeños y producen pocos daños. En general, sólo tienen lugar unos 75 terremotos significativos cada año, y muchos de ellos se producen en regiones remotas. Sin embargo, a veces se produce un terremoto grande cerca de un centro de población importante. Bajo esas condiciones, un terremoto se cuenta entre las fuerzas naturales más destructivas de la Tierra.

El temblor del terreno, junto con la licuefacción de algunos sólidos, siembra la devastación en edificios y otras estructuras. Además, cuando se produce un terremoto en un área poblada, suelen romperse las tuberías del gas y las líneas de energía, lo que causa numerosos incendios. En el famoso terremoto de San Francisco, en 1906, gran parte del daño lo causaron los incendios (Figura 11.2). El fuego se vuelve rápidamente incontrolable cuando la ruptura de las tuberías del agua deja a los bomberos sin ésta.



▲ **Figura 11.1** Foco y epicentro de un terremoto. El foco es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El epicentro es el punto de la superficie que está directamente encima del foco.



▲ **Figura 11.2** San Francisco en llamas después del terremoto de 1906. (Reproducción de la colección de la Biblioteca del Congreso.)

Terremotos y fallas

La tremenda energía liberada por las explosiones atómicas o por las erupciones volcánicas puede producir un terremoto, pero esos acontecimientos son relativamente débiles e infrecuentes. ¿Qué mecanismo produce un terremoto destructivo? Existen muchas pruebas de que la Tierra no es un planeta estático. Sabemos que la corteza terrestre se ha levantado en algunas ocasiones, porque hemos encontrado numerosas plataformas de erosión marina antiguas muchos metros por encima del nivel de las mareas más elevadas. Otras regiones muestran evidencias de subsidencia extensa. Además de estos desplazamientos verticales, los desplazamientos de vallas, carreteras y otras estructuras indican que el movimiento horizontal es también común (Figura 11.3). Estos movimientos suelen estar asociados con grandes estructuras de la corteza terrestre denominadas **fallas.**

Normalmente, los terremotos se producen a lo largo de fallas preexistentes que se formaron en el pasado lejano a lo largo de zonas de fragilidad de la corteza terrestre. Algunas de ellas son muy grandes y pueden generar grandes terremotos. Un ejemplo es la falla de San Andrés, que es un límite de falla transformante que separa dos grandes secciones de la litosfera terrestre: la placa Norteamericana y la placa del Pacífico. Esta extensa zona de falla tiene una dirección noroeste durante cerca de 1.300 kilómetros, a través de gran parte del oeste de California.



▲ **Figura 11.3** Esta valla se desplazó 2,5 metros durante el terremoto de 1906 en San Francisco. (Foto de G. K. Gilbert, U. S. Geological Survey.)

Otras fallas son pequeñas y producen sólo terremotos pequeños e infrecuentes. Sin embargo, la gran mayoría de fallas son inactivas y no generan terremotos. No obstante, incluso las fallas que han permanecido inactivas

durante miles de años pueden volver a moverse si los esfuerzos que actúan en la región aumentan lo suficiente.

Además, la mayoría de las fallas no son perfectamente rectas ni continuas; por el contrario, consisten en numerosas ramas y fracturas menores que exhiben pliegues y desviaciones. Un patrón de este tipo aparece en la Figura 10.B, en la que se muestra que la falla de San Andrés es en realidad un sistema formado por varias fallas grandes (no aparecen las innumerables fracturas pequeñas).

La mayor parte del movimiento que se produce a lo largo de las fallas puede explicarse de manera satisfactoria acudiendo a la teoría de la tectónica de placas. Según esta teoría, grandes unidades de la corteza terrestre se están moviendo lenta y continuamente. Estas placas móviles interactúan entre sí, deformando las rocas en sus bordes. De hecho, es a lo largo de las fallas asociadas con los bordes de placa donde se produce la mayoría de los terremotos. Además, los terremotos son repetitivos. En cuanto termina uno, el movimiento continuo de las placas deforma las rocas hasta que vuelven a fracturarse.

Rebote elástico

El mecanismo de generación de los terremotos resultó esquivo para los geólogos hasta que H. F. Reid, de la Universidad Johns Hopkins, llevó a cabo un estudio después del gran terremoto de San Francisco en 1906. El terremoto estuvo acompañado por desplazamientos horizontales superficiales de varios metros a lo largo de la parte norte de la falla de San Andrés. Las investigaciones de campo determinaron que durante este terremoto la placa del Pacífico se desplazó hacia el norte deslizándose hasta 4,7 metros con respecto a la placa Norteamericana adyacente.

El mecanismo que Reid dedujo de esta información con respecto a la formación de terremotos se ilustra en la Figura 11.4. En la parte A de la figura se observa una falla o rotura preexistente en la roca. En B, las fuerzas tectónicas van deformando con gran lentitud las rocas de la corteza a ambos lados de la falla, como demuestran la flexión de las estructuras. Bajo esas condiciones, las rocas se van doblando y almacenando energía elástica, de manera muy parecida a lo que ocurre cuando se dobla una varilla de madera. Por fin, se supera la resistencia friccional que mantiene unidas las rocas. A medida que se produce deslizamiento en los puntos más débiles (el foco), el desplazamiento provocará un aumento de los esfuerzos en zonas más alejadas a lo largo de la falla, donde un nuevo desplazamiento liberará la mayor parte de la energía elástica acumulada (Figura 11.4C). Este deslizamiento permite que la roca vuelva a su posición de partida. Las vibraciones que conocemos como un terremoto se producen cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original. Este «salto atrás» de las rocas fue denominado **rebote elástico** por Reid, porque la roca se comporta de manera elástica, de una manera muy parecida a como lo hace un anillo de goma elástica cuando es liberado.

En resumen, la mayor parte de los terremotos se produce por la liberación rápida de la energía elástica almacenada en la roca que ha sido sometida a grandes esfuerzos. Una vez superada la resistencia de la roca, ésta se rompe súbitamente, provocando las vibraciones de un terremoto. Se producen también terremotos a lo largo de superficies de falla preexistentes cuando se superan las fuerzas friccionales de éstas.

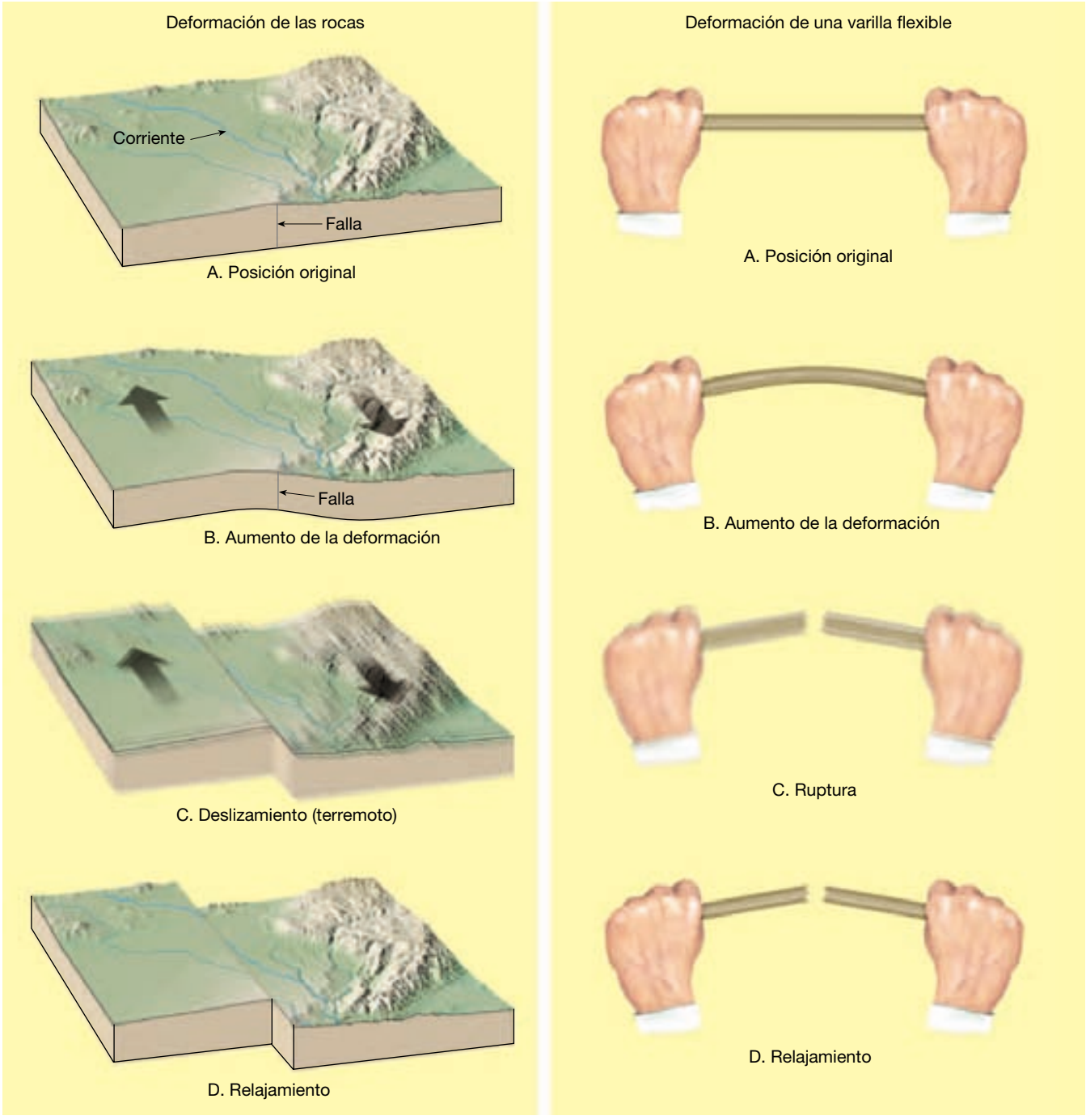
Sismos precursores y réplicas

Las intensas vibraciones del terremoto que tuvo lugar en San Francisco en 1906 duraron unos 40 segundos. Gran parte del desplazamiento a lo largo de la falla se produjo en este corto período de tiempo, pero los movimientos adicionales a lo largo de esta falla y de otras vecinas se prolongaron varios días después del terremoto principal. Los ajustes que siguen al terremoto principal generan a menudo terremotos más pequeños denominados **réplicas.** Aunque estas réplicas suelen ser mucho más débiles que el terremoto principal, a veces pueden destruir estructuras ya muy debilitadas. Esto ocurrió, por ejemplo, durante un terremoto en Armenia en 1988. Una gran réplica de magnitud 5,8 destruyó muchas estructuras que habían sido debilitadas por el temblor principal.

Además, terremotos pequeños, denominados **sismos precursores,** suelen preceder al terremoto principal en días o, en algunos casos, en varios años. El control de estos sismos precursores se ha utilizado como medio para predecir la proximidad de terremotos importantes, con éxito diverso. Consideraremos el tema de la predicción de los terremotos en la última sección de este capítulo.

Ruptura y propagación de un terremoto

Sabemos que las fuerzas (esfuerzos) que provocan el deslizamiento súbito a lo largo de las fallas son provocadas en última instancia por los movimientos de las placas terrestres. También está claro que la mayoría de fallas están bloqueadas, con excepción de movimientos breves y abruptos que acompañan la ruptura de un terremoto. El motivo principal por el que la mayor parte de las fallas están bloqueadas es que la presión de confinamiento ejercida por la



▲ **Figura 11.4** Rebote elástico. A medida que la roca se deforma, se dobla, almacenando energía elástica. Cuando se ha deformado más allá de su punto de ruptura, la roca se rompe, liberando la energía almacenada en forma de ondas sísmicas.

corteza suprayacente es enorme. Por esta razón, las fracturas en la corteza, en esencia, están fuertemente comprimidas.

Al final, los esfuerzos que provocan la ruptura de la falla superan la resistencia friccional al deslizamiento. Todavía no se conoce con exactitud qué es lo que desencadena realmente la ruptura inicial. Sin embargo, este acontecimiento marca el inicio de un terremoto.

Recordemos que un terremoto empieza en un punto (en profundidad) a lo largo de un plano de falla denominado foco. Aunque los terremotos empiezan en un único punto, implican el deslizamiento a lo largo de una

superficie extensa de la falla. En otras palabras, la ruptura inicial empieza en el foco y se propaga (viaja) alejándose del origen, algunas veces en las dos direcciones horizontales a lo largo de la falla, pero a menudo en una sola dirección. De acuerdo con un modelo, el deslizamiento en cualquier lugar a lo largo de una falla se logra de manera casi instantánea, «en un abrir y cerrar de ojos». Además, en cualquier momento, el deslizamiento se limita a tan sólo una zona estrecha a lo largo de la falla, que se desplaza hacia delante de manera continua. A medida que esta zona de ruptura avanza, puede reducir su velocidad, acelerar o incluso saltar a un segmento cercano de falla.

Durante los terremotos pequeños, el deslizamiento total se produce a lo largo de una superficie de falla comparativamente pequeña o en un segmento pequeño de una falla mayor. Así, la zona de ruptura puede propagarse rápidamente y la vida del terremoto es corta. Por el contrario, los grandes terremotos implican el deslizamiento a lo largo de un segmento grande de una falla, que algunas veces puede medir varios cientos de kilómetros de longitud, y, por tanto, su duración es más prolongada. Por ejemplo, la propagación de la zona de ruptura a lo largo de una falla de 300 kilómetros de longitud duraría alrededor de 1,5 minutos. Por consiguiente, las fuertes vibraciones que la acompañan producidas por un terremoto grande no sólo serían más fuertes, sino que también durarían más que las vibraciones producidas por un terremoto pequeño.

Puede hacerse una analogía de la propagación de la ruptura de un terremoto con la evolución de una grieta en un parabrisas. Imaginemos que una roca golpea una esquina del parabrisas de un coche y aparece una grieta que atraviesa rápidamente el parabrisas (una distancia de 2 metros) en una décima de segundo. Ahora imaginemos un parabrisas de 300 kilómetros (300.000 metros) de ancho que representa un segmento grande de una falla. Una grieta que se propaga de un extremo al otro de ese parabrisas y que se desplaza a la misma velocidad que la grieta del parabrisas del coche tardaría unas cuatro horas. Evidentemente, la propagación de un terremoto es mucho más rápida y su escala es considerablemente mayor que una grieta en un parabrisas.

Tras revisar cómo se propagan las rupturas de los terremotos, la siguiente pregunta es: «¿Por qué los terremotos se detienen en lugar de continuar a lo largo de toda la falla?» Las pruebas sugieren que el deslizamiento suele detenerse cuando la ruptura alcanza una sección de la falla en la que las rocas no han sido suficientemente deformadas como para superar la resistencia friccional, lo cual podría suceder en una sección de la falla que haya experimentado recientemente un terremoto. La ruptura también puede pararse si encuentra una doblez suficientemente grande o una discontinuidad a lo largo del plano de la falla.

La falla de San Andrés: una zona sísmica activa

El sistema de fallas de San Andrés es indudablemente el más estudiado del mundo. A lo largo de los años las investigaciones han demostrado que se produce desplazamiento a lo largo de segmentos discretos que tienen una longitud de 100 a 200 kilómetros. Además, cada segmento de falla se comporta de una manera algo diferente de los otros. Algunas secciones de la falla de San Andrés muestran un desplazamiento lento y gradual conocido como **«reptación de falla»,** que ocurre de una manera relativamente suave y, por consiguiente, con poca actividad sísmica apreciable. Otros segmentos se deslizan de manera regular, produciendo terremotos de magnitud pequeña a moderada.

Aún otros segmentos permanecen bloqueados y almacenan energía elástica durante centenares de años antes de romperse provocando grandes terremotos. El último proceso se describe como movimiento «*stick slip*», porque la falla exhibe períodos alternativos de comportamiento bloqueado seguidos de deslizamiento súbito y liberación de energía elástica. Se calcula que los grandes terremotos deben ocurrir aproximadamente cada 50 o 200 años a lo largo de estas secciones de la falla de San Andrés que tienen el movimiento que acabamos de describir. Este conocimiento es útil cuando se establece el riesgo sísmico potencial de un segmento dado de la zona de falla.

Las fuerzas tectónicas a lo largo de la zona de la falla de San Andrés que fueron responsables del terremoto de San Francisco de 1906 todavía siguen activas. En la actualidad, se utilizan haces de láser y técnicas basadas en el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) para medir el movimiento relativo entre los lados opuestos de esta falla. Estas determinaciones revelan un desplazamiento de 2 a 5 centímetros al año. Aunque parece un movimiento lento, a lo largo de millones de años produce un desplazamiento sustancial. A modo de ejemplo, a esta velocidad, en 30 millones de años, la porción oriental de California se desplazaría hacia el norte de manera que Los Ángeles, situados en la placa del Pacífico, quedarían adyacentes a San Francisco, situado sobre la placa Norteamericana. Lo que es más importante a corto plazo, un desplazamiento de sólo 2 centímetros al año produce un desplazamiento de 2 metros cada 100 años. Por consiguiente, al menos cada 200 años se producirá un desplazamiento a lo largo de este segmento de la zona de falla de 4 metros como el que ocurrió durante el terremoto de San Francisco de 1906. Este dato explica la preocupación californiana por construir edificios resistentes a los terremotos en previsión del inevitable «Big One».

Los terremotos que se producen a lo largo de las fallas con desplazamiento horizontal, como las fallas que forman el sistema de fallas de San Andrés, son, en general, someros, con profundidades focales inferiores a los 20 kilómetros. Por ejemplo, el terremoto de San Francisco de 1906 implicó movimiento en los 15 kilómetros superiores de la corteza terrestre e incluso el terremoto de Loma Prieta, en 1989, comparativamente profundo, tuvo una profundidad focal de sólo 19 kilómetros. El principal motivo de la actividad somera de esta región es que los terremotos se producen sólo donde las rocas son rígidas y exhiben un comportamiento elástico. Recordemos (Capítulo 10) que en profundidad, donde las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas, las rocas exhiben *deformación dúctil*. En estos entornos, cuando se supera la resistencia de la roca, se deforma mediante diferentes mecanismos de flujo que producen un deslizamiento gradual lento sin almacenamiento de energía elástica. Por tanto, en general las rocas del interior no pueden generar un terremoto. La principal excepción tiene lugar en los límites convergentes de placa, donde la litosfera fría está en subducción. (*Véase* Recuadro 10.2, donde se da más información sobre la falla de San Andrés.)

Sismología



Los terremotos
▼ Sismología

El estudio de las ondas sísmicas, la **sismología** (*seismos* = sacudida; *ology* = estudio de), data de los intentos realizados por los chinos, hace casi 2.000 años, para determinar la dirección desde la que se originaban dichas ondas. El instrumento sísmico utilizado por los chinos era una gran jarra hueca que probablemente contenía una masa suspendida desde la tapa (Figura 11.5). Esta masa suspendida (similar al péndulo de un reloj) estaba conectada de alguna manera con las mandíbulas de varias figuras de grandes dragones que rodeaban en círculo el envase. Las mandíbulas de cada dragón sostenían una bola de metal. Cuando las ondas de los terremotos alcanzaban el instrumento, el movimiento relativo entre la masa suspendida y la jarra desalojaría algunas de las bolas de metal que caerían en las bocas abiertas de las ranas situadas justo debajo.

Probablemente, los chinos eran conscientes de que el primer gran movimiento del terreno producido por un terremoto es direccional y que, si es lo bastante intenso, todos los artículos sujetos débilmente se caerían en la misma dirección. Aparentemente, los chinos utilizaron este hecho, junto con la posición de las bolas desalojadas, para detectar la dirección de procedencia de un terremoto. Sin embargo, el complejo movimiento de las ondas sísmicas hace improbable la determinación con cierta regularidad de la dirección real de propagación del terremoto.

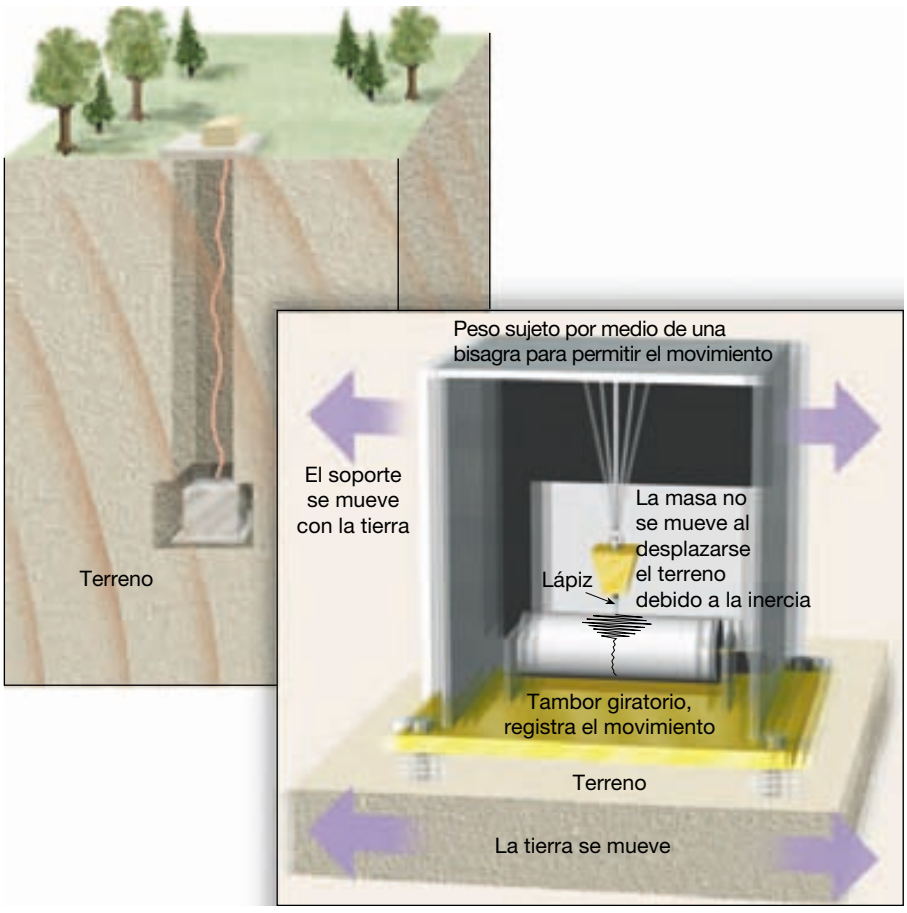


▲ **Figura 11.5** Antiguo sismógrafo chino. Durante un temblor de tierra, los dragones situados en la dirección de las vibraciones principales tiraban una bola en las bocas de las ranas de debajo.

En principio al menos, los **sismógrafos** (*seismos* = sacudida; *graph* = escribir) modernos, instrumentos que registran las ondas sísmicas, no son muy diferentes de los dispositivos utilizados por los chinos antiguos. Estos dispositivos tienen una masa suspendida libremente de un soporte que se fija al terreno (Figura 11.6). Cuando la vibración de un terremoto lejano alcanza el instrumento, la **inercia*** (*iners* = perezoso) de la masa suspendida la mantiene relativamente estacionaria, mientras que la Tierra y el soporte se mueven. El movimiento de la Tierra con respecto a la masa estacionaria se registra en un tambor giratorio o una cinta magnética.

Los terremotos causan movimiento vertical y horizontal del terreno; por consiguiente, se necesita más de un

* Inercia: de una manera sencilla, los objetos en reposo tienden a permanecer en reposo y los objetos en movimiento tienden a permanecer en movimiento a menos que actúe sobre ellos una fuerza externa. Experimentamos este fenómeno cuando intentamos frenar rápidamente el coche: el cuerpo continúa moviéndose hacia delante.



▶ **Figura 11.6** Principio de funcionamiento del sismógrafo. La inercia de la masa suspendida tiende a mantenerla inmóvil, mientras que el tambor de registro, que está anclado al lecho de roca, vibra en respuesta a las ondas sísmicas. Por tanto, la masa estacionaria proporciona un punto de referencia a partir del cual se puede medir la cantidad de desplazamiento que ocurre cuando las ondas sísmicas atraviesan el suelo que está por debajo.

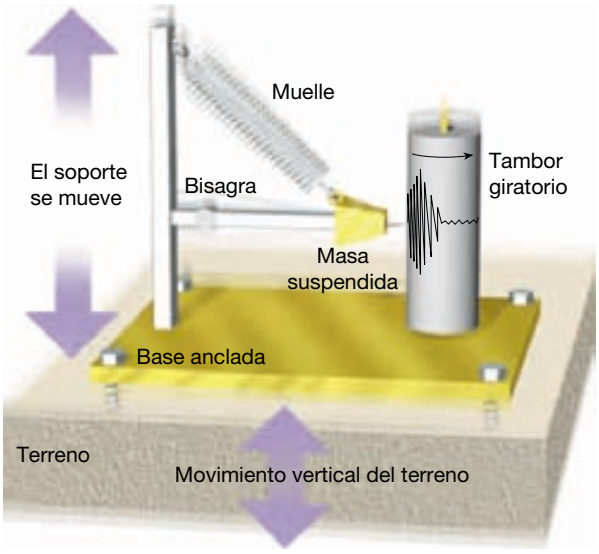
tipo de sismógrafo. El instrumento mostrado en la Figura 11.6 está diseñado para permitir la oscilación de la masa de un lado a otro y, de este modo, la detección del movimiento horizontal del terreno. Normalmente, se utilizan dos sismógrafos horizontales, uno orientado de norte a sur y otro de este a oeste. El movimiento vertical del terreno puede detectarse si la masa se suspende de un muelle, como se muestra en la Figura 11.7.

Para detectar terremotos muy débiles, o un gran terremoto que se produjo en la otra parte del mundo, los instrumentos sísmicos suelen estar diseñados para resistir la violenta sacudida que se produce muy cerca del origen del terremoto.

Los registros obtenidos con los sismógrafos, denominados **sismogramas** (*seismos* = sacudida; *gramma* = lo que está escrito), proporcionan mucha información relativa al comportamiento de las ondas sísmicas. Dicho sencillamente, las ondas sísmicas son energía elástica que irradia en todas las direcciones desde el foco. La propagación (transmisión) de esta energía puede compararse con la sacudida que experimenta la gelatina en un tazón cuando se coge una cucharada. La gelatina tendrá un solo modo de vibración, pero los sismógrafos revelan que el deslizamiento de una masa de roca genera dos grupos principales de ondas sísmicas. Uno de esos grupos de ondas que viajan sobre la parte externa de la Tierra se conoce como **ondas superficiales.** Otros viajan a través del interior de la Tierra y se denominan **ondas de cuerpo.** Las ondas de cuerpo se dividen a su vez en dos tipos, que se denominan **ondas primarias** o **P** y **ondas secundarias** o **S.**

Las ondas de cuerpo se dividen en ondas P y S por su modo de viajar a través de los materiales. Las ondas P son ondas que empujan (comprimen) y tiran (expanden) de las rocas en la dirección de propagación de la onda (Figura 11.8A). Imaginemos que sujetamos a alguien por los hombros y lo sacudimos. Este movimiento de tirar y empujar es similar a como se desplazan las ondas P a través de la Tierra. Este movimiento ondulatorio es análogo al generado por las cuerdas vocales humanas cuando mueven el aire para crear el sonido. Los sólidos, los líquidos y los gases se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperarán elásticamente su forma cuando cesa la fuerza. Por consiguiente, las ondas P, que son ondas compresivas, pueden atravesar todos esos materiales.

Por otro lado, las ondas S «sacuden» las partículas en ángulo recto con respecto a la dirección en la que via-



▲ **Figura 11.7** Sismógrafo diseñado para registrar el movimiento vertical del terreno.

jan. Esto puede ilustrarse sujetando el extremo de una cuerda y sacudiendo el otro extremo, como se muestra en la Figura 11.8B. A diferencia de las ondas P, que cambian transitoriamente el *volumen* del material por el que viajan comprimiéndolo y expandiéndolo alternativamente, las ondas S cambian transitoriamente la *forma* del material que las transmite. Dado que los fluidos (gases y líquidos) no responden elásticamente a cambios de forma, no transmitirán las ondas S.

El movimiento de las ondas superficiales es algo más complejo. A medida que las ondas superficiales viajan a lo largo del suelo, hacen que éste se mueva y todo lo que descansa sobre él, de manera muy parecida a como el oleaje oceánico empuja un barco. Además de su movimiento ascendente y descendente, las ondas de superficie tienen un movimiento lateral similar a una onda S orientada en un plano horizontal. Este último movimiento es particularmente peligroso para los cimientos de las estructuras.

Observando un registro sísmico «típico», como el mostrado en la Figura 11.9, puede verse una importante diferencia entre estas ondas sísmicas: las ondas P son las primeras en llegar a la estación de registro; luego llegan las ondas S; y luego las ondas superficiales. Esto es consecuencia de sus velocidades. A modo de ejemplo, la velocidad de las ondas P a través del granito del interior de la corteza es de unos 6 kilómetros por segundo. Bajo las mismas condiciones, las ondas S viajan a 3,6 kilómetros por segundo. Diferencias de densidad y en las propiedades elásticas de las rocas influyen mucho en las velocidades de las ondas. En general, en cualquier material sólido, las ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S, y cabe esperar que las ondas superficiales viajen al 90 por ciento de la velocidad de las ondas S.

Además de las diferencias de velocidad, en la Figura 11.9 se observa también que la altura, o, expresado de una manera más correcta, la amplitud de esos tipos de onda varía. Las ondas S tienen una amplitud ligeramente mayor que las ondas P, mientras que las ondas superficiales, que causan la mayor destrucción, tienen una amplitud incluso mayor. Dado que las ondas superficiales están confinadas a una región estrecha próxima a la superficie y no se propagan por el interior de la Tierra como las ondas P y S, conservan su máxima amplitud durante más tiempo. Las ondas superficiales tienen también períodos más largos (intervalo de tiempo entre las crestas); por consiguiente, se suele hacer referencia a ellas como **ondas largas** o **ondas L.**

Como veremos, las ondas sísmicas son útiles para determinar la localización y la magnitud de los terremotos. Además, proporcionan una herramienta para estudiar el interior de la Tierra.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Con qué frecuencia se producen terremotos?

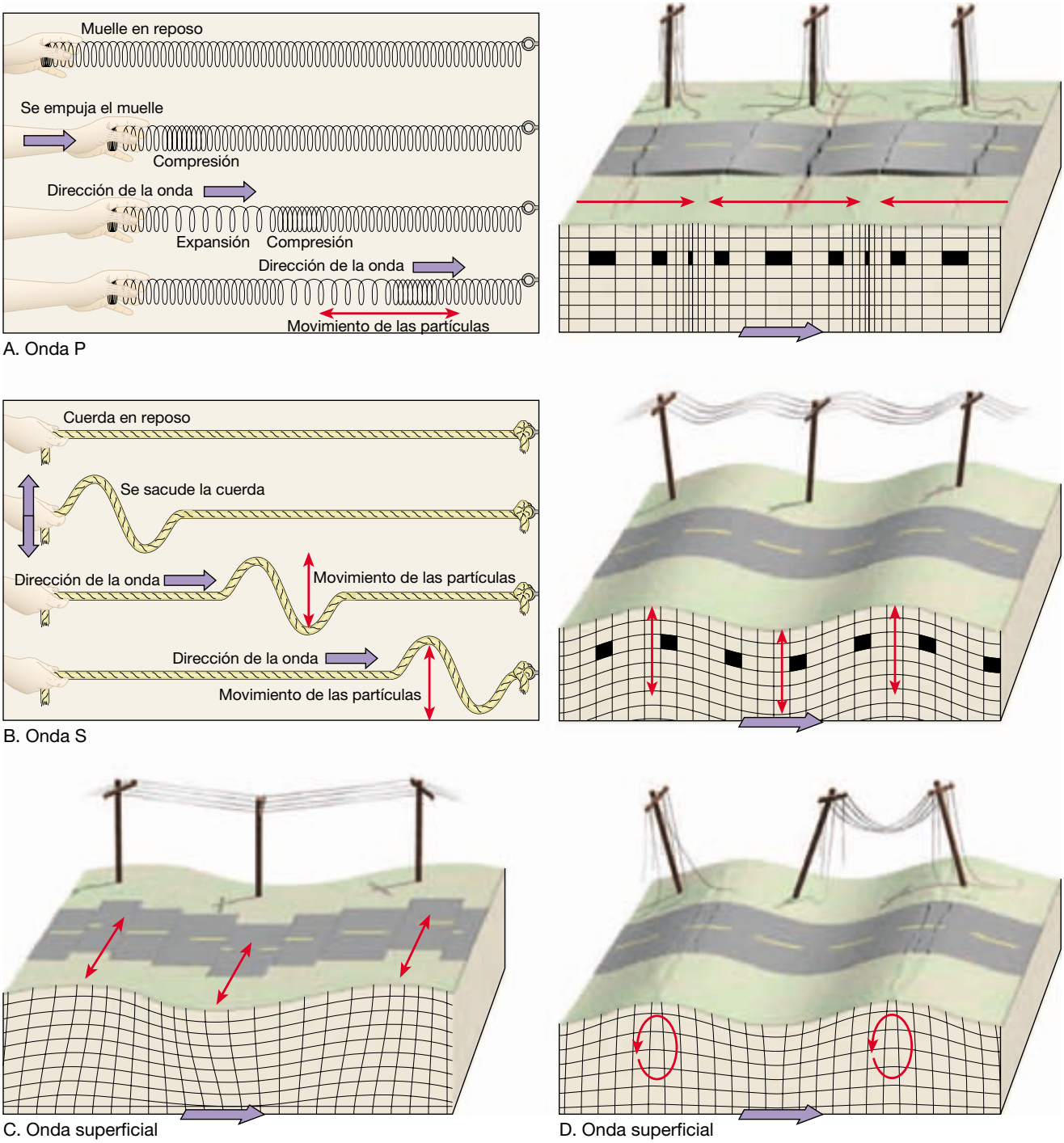
Continuamente. ¡De hecho, se producen literalmente miles de terremotos a diario! Por fortuna, la mayoría de ellos son demasiado pequeños para que las personas puedan sentirlos (*véase* Tabla 11.2), y muchos de ellos ocurren en regiones remotas. Sólo se conoce su existencia gracias a los sismógrafos sensibles.

Localización de un terremoto

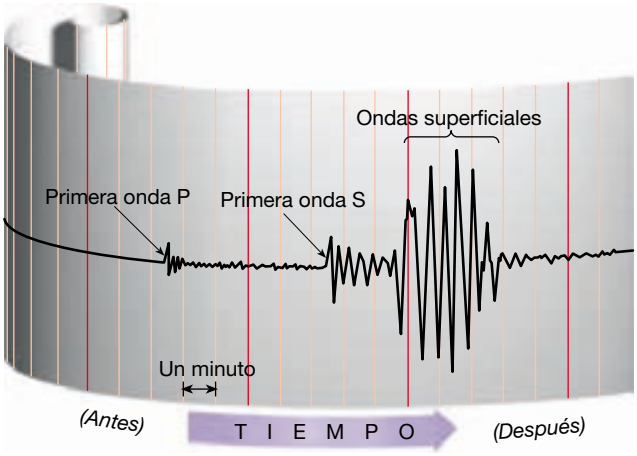
Los terremotos
▼ Localización de un terremoto

Recordemos que el *foco* es el lugar del interior de la Tierra donde se originan las ondas sísmicas. El **epicentro** (*epi* = sobre; *centr* = punto) es el punto de la superficie situado directamente encima del foco (*véase* Figura 11.1).

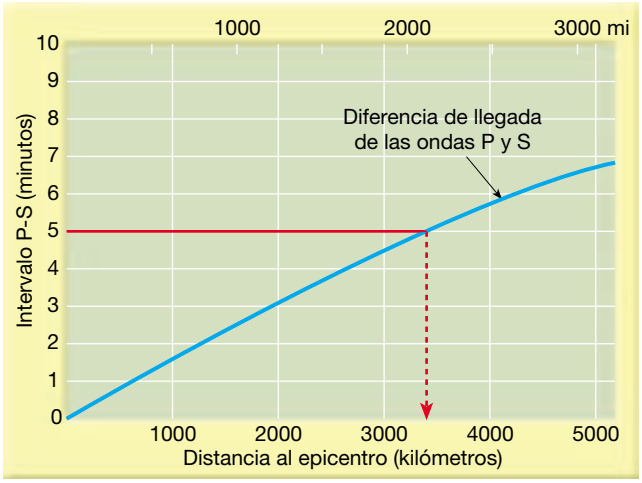
La diferencia de velocidad de las ondas P y S proporciona un método para localizar el epicentro. El principio utilizado es análogo al de una carrera entre dos coches, uno más rápido que el otro. La onda P gana siempre la carrera, llegando por delante de la onda S. Pero, cuanto más dure la carrera, mayor será la diferencia en los momentos de llegada a la línea final (estación sísmica). Por consiguiente, cuanto mayor sea el intervalo medido en



▲ **Figura 11.8** Tipos de ondas sísmicas y su movimiento característico. (Obsérvese que durante un terremoto fuerte, el temblor de tierra consta de una combinación de varios tipos de ondas sísmicas.) **A.** Como se ilustra con un muelle, las ondas P son ondas compresionales que alternan la compresión y la expansión del material que atraviesan. El movimiento hacia delante y hacia atrás producido cuando las ondas compresionales recorren la superficie puede hacer que el terreno se doble y se fracture, y pueden provocar la rotura de las líneas eléctricas. **B.** Las ondas S hacen que el material oscile en ángulo recto con la dirección del movimiento de la onda. Dado que las ondas S pueden desplazarse en cualquier plano, producen un temblor de tierra vertical y lateral. **C.** Un tipo de onda superficial es, en esencia, el mismo que el de una onda S que exhibe sólo movimiento horizontal. Este tipo de onda superficial mueve el terreno de un lado a otro y puede ser particularmente dañino para los cimientos de los edificios. **D.** Otro tipo de onda superficial recorre la superficie terrestre de una manera muy parecida a las olas oceánicas fuertes. Las flechas muestran el movimiento elíptico de la roca cuando pasa la onda.



▲ **Figura 11.9** Sismograma típico. Obsérvese el intervalo temporal (aproximadamente 5 minutos) transcurrido entre la llegada de la primera onda P y la llegada de la primera onda S.



▲ **Figura 11.10** La representación distancia-tiempo se utiliza para determinar la distancia al epicentro. La diferencia entre el tiempo de llegada de las primeras ondas P y de las primeras ondas S en el ejemplo es de 5 minutos. Por tanto, el epicentro está aproximadamente a 3.400 kilómetros.

un sismograma entre la llegada de la onda P y la primera onda S, mayor será la distancia al origen del terremoto.

Se ha desarrollado un sistema de localización de los epicentros sísmicos utilizando sismogramas de terremotos cuyos epicentros podían ser identificados fácilmente por evidencias físicas. A partir de esos sismogramas, se han construido gráficas donde se representa la distancia al epicentro frente al tiempo de llegada de la señal (Figura 11.10). Las primeras gráficas de distancia-tiempo se perfeccionaron mucho cuando se dispuso de los sismogramas de las explosiones nucleares, porque se conocían la localización y el momento precisos de la detonación.

Utilizando el sismograma de muestra de la Figura 11.9 y las curvas distancia-tiempo de la Figura 11.10, podemos determinar la distancia que separa la estación de registro del terremoto mediante dos operaciones: (1) determinación, con el sismograma, del intervalo temporal entre la llegada de la onda P y la primera onda S, y (2) con la gráfica distancia-tiempo, determinación del intervalo P-S en el eje vertical y uso de esa información para determinar la distancia al epicentro en el eje horizontal. A partir de esta información, podemos determinar que este terremoto se produjo a 3.400 kilómetros de distancia del instrumento de registro.

Ahora que conocemos la *distancia*, ¿qué pasa con la *dirección*? El epicentro podría estar en cualquier dirección desde la estación sísmica. Como se muestra en la Figura 11.11, puede encontrarse la localización precisa cuando se conoce la distancia para tres o más estaciones sísmicas diferentes. Sobre un globo terrestre, trazamos un círculo alrededor de cada estación sísmica. Cada círculo representa la distancia al epicentro para cada estación. El punto donde los tres círculos se cruzan es el epicentro del terremoto. Este método se denomina *triangulación*.

El estudio de los terremotos se fomentó durante los años sesenta mediante esfuerzos encaminados a discriminar entre explosiones nucleares subterráneas y terremotos naturales. Estados Unidos estableció una red mundial de más de cien estaciones sísmicas coordinadas a través de Golden, Colorado. La mayor de ellas, localizada en Billings, Montana, consiste en un conjunto de 525 instrumentos agrupados en 21 grupos que cubren una región de 200 kilómetros de diámetro. Utilizando datos de estos instrumentos, los sismólogos, mediante computadores de gran velocidad, son capaces de distinguir entre las explosiones nucleares y los terremotos naturales, así como de determinar la posición del epicentro de un terremoto.

Cinturones sísmicos

Aproximadamente el 95 por ciento de la energía liberada por los terremotos se origina en unos pocos cinturones relativamente estrechos alrededor de todo el mundo (Figura 11.12). La mayor energía se libera a lo largo de un cinturón que recorre el borde externo del océano Pacífico y que se conoce como *cinturón circum-Pacífico*. Dentro de esta zona se encuentran regiones de gran actividad sísmica, como Japón, Filipinas, Chile y varias cadenas de islas volcánicas; un ejemplo lo constituyen las Aleutianas.

Otra concentración importante de fuerte actividad sísmica atraviesa las regiones montañosas que flanquean el mar Mediterráneo, continúa a través de Irán y pasa por el Himalaya. La Figura 11.12 indica que hay aún otro cinturón continuo que se extiende a través de miles de kilómetros por todos los océanos del mundo. Esta



▲ **Figura 11.11** El epicentro de un terremoto se localiza utilizando las distancias obtenidas desde tres o más estaciones sísmicas.

zona coincide con el sistema de dorsales oceánicas, que es un área de actividad sísmica frecuente, pero de baja intensidad.

Las áreas de Estados Unidos incluidas en el cinturón circum-Pacífico se encuentran adyacentes a la falla de San Andrés de California y a lo largo de las regiones de la costa occidental de Alaska, entre ellas las Aleutianas. Además de estas áreas de alto riesgo, otras partes de Estados Unidos son consideradas regiones con alta probabilidad de actividad sísmica (*véase* Recuadro 11.1).

Profundidad de los focos

Los registros sísmicos revelan que los terremotos se originan a profundidades que oscilan entre 5 kilómetros y casi 700 kilómetros. De una manera algo arbitraria, los focos sísmicos se han clasificado por su profundidad de aparición. Los que se originan dentro de los primeros 70 kilómetros se denominan *superficiales*, mientras que los generados entre 70 kilómetros y 300 kilómetros de profundidad se consideran *intermedios* y aquellos cuyo foco se encuentra a más de 300 kilómetros se califican de *profundos*. Alrededor del 90 por ciento de todos los terremotos se produce a profundidades inferiores a 100 kilómetros, y casi todos los terremotos muy dañinos parecen originarse a poca profundidad.

Por ejemplo, el movimiento del terremoto de 1906 de San Francisco se produjo dentro de los 15 kilómetros superiores de la corteza, mientras que el ocurrido en Alaska en 1964 tuvo una profundidad focal de 33 kilómetros. Los datos sísmicos revelan que, si bien se han registrado terremotos superficiales con magnitudes de 8,6 en la escala Richter, los terremotos de profundidad intermedia más intensos han tenido valores por debajo de 7,5 y los de foco profundo no han superado la magnitud de 6,9.

Al representar los datos de los terremotos en función de su localización geográfica y de su profundidad, se observaron varias cuestiones interesantes. En vez de una mezcla aleatoria de terremotos superficiales y profundos, aparecieron algunos modelos de distribución muy definidos (Figura 11.12). Los terremotos generados a lo largo del sistema de dorsales oceánicas siempre tienen un foco superficial y ninguno es muy intenso. Además, se observó que casi todos los terremotos de foco profundo se producían en el cinturón circum-Pacífico, en particular en las regiones situadas tierra adentro de las fosas oceánicas profundas.

En un estudio llevado a cabo en la cuenca del Pacífico se estableció el hecho de que las profundidades focales aumentan con el incremento de la distancia hacia las fosas oceánicas profundas. La Figura 11.12 es una buena ilustración de este fenómeno. Obsérvese, por ejemplo, que en Suramérica las profundidades focales aumentan en dirección al continente desde la fosa Perú-Chile. Estas regiones sísmicas, denominadas **zonas de Wadati-Benioff,** en honor a los dos científicos pioneros que las estudiaron, se sumergen a un ángulo medio de unos 45 grados en relación con la superficie. ¿A qué se debe que los terremotos estén localizados a lo largo de una zona estrecha que se inclina hasta casi alcanzar los 700 kilómetros de profundidad hacia el interior de la Tierra? Consideraremos esta pregunta más adelante en este mismo capítulo.

Medición de las dimensiones sísmicas

Históricamente los sismólogos han utilizado varios métodos para obtener dos medidas fundamentalmente diferentes que describen el tamaño de un terremoto: la intensidad y la magnitud. La primera que se utilizó fue la **intensidad,** una medición del grado de temblor del terreno en un punto determinado basada en la cantidad de daños. Con el desarrollo de los sismógrafos, se hizo evidente que una medición cuantitativa de un terremoto basada en los registros sísmicos era más conveniente que los cálculos personales inexactos. La medición que se desarrolló, denominada **magnitud,** se basa en los cálculos que utilizan los datos proporcionados por los registros sísmicos (y otras técnicas) para calcular la cantidad de energía liberada en la fuente del terremoto.



Recuadro 11.1 ▶ El hombre y el medio ambiente

Terremotos al este de las Rocosas

La mayoría de los terremotos se produce cerca de los bordes de placa, como ponen de manifiesto California y Japón. Sin embargo, las áreas alejadas de los bordes de placa no están necesariamente inmunizadas. Un equipo de sismólogos calculó recientemente que la probabilidad de que se produjera un terremoto devastador al este de las Montañas Rocosas durante los siguientes 30 años es de aproximadamente dos terceras partes la probabilidad de que se produzca un terremoto comparable en California. Como las evaluaciones del riesgo de todos los terremotos, esta predicción se basa en parte en la distribución geográfica y en la velocidad media de producción de terremotos en esas regiones.

Se han producido al menos seis terremotos importantes en el centro y el este de Estados Unidos desde tiempos coloniales. Tres de ellos, a los que se han calculado magnitudes de Richter de 7,5; 7,3 y 7,8, tenían su centro en el valle del río Mississippi, al sureste de Missouri. Producidos a lo largo de un período de tres meses, en diciembre de 1811, enero de 1812 y febrero de 1812, esos terremotos y numerosos temblores más pequeños destruyeron la ciudad de Nuevo Madrid, Missouri. También desencadenaron deslizamientos masivos, dañaron un área correspondiente a seis estados, alteraron el curso del río Mississippi y aumentaron el tamaño del lago Reelfoot, de Tennessee.

La distancia a la que se dejaron sentir esos terremotos es verdaderamente notable. Las chimeneas se derrumbaron en Cincinnati y Richmond, e incluso los residentes en Boston, a 1.770 kilómetros al noreste, sintieron el temblor. Aunque la destrucción de los terremotos de Nuevo Madrid fue pequeña en comparación con el terremoto de Loma Prieta, en 1989, el medio oeste estaba escasamente poblado a principios del siglo pasado. Memphis, cerca del epicentro, todavía no se había edificado y St. Louis era una pequeña ciudad fronteriza. Otros terremotos dañinos (Aurora, Illinois (1909) y Valentine, Texas (1931)) nos recuerdan que el centro de Estados Unidos es vulnerable.

El mayor terremoto histórico de los estados del este ocurrió en Charleston, Carolina del Sur, en 1886. Este acontecimiento, que duró un minuto, causó 60 muertos, numerosos heridos y grandes pérdidas económicas en un radio de 200 kilómetros de Charleston. En 8 minutos, fuertes vibraciones sacudieron los pisos altos de los edificios de Chicago y St. Louis, haciendo que la gente saliera despavorida a la calle. Sólo en Charleston, se destruyeron más de un centenar de edificios, y el 90 por ciento de las estructuras restantes resultó dañado. Fue difícil encontrar una chimenea que se mantuviera en pie (Figura 11.A).

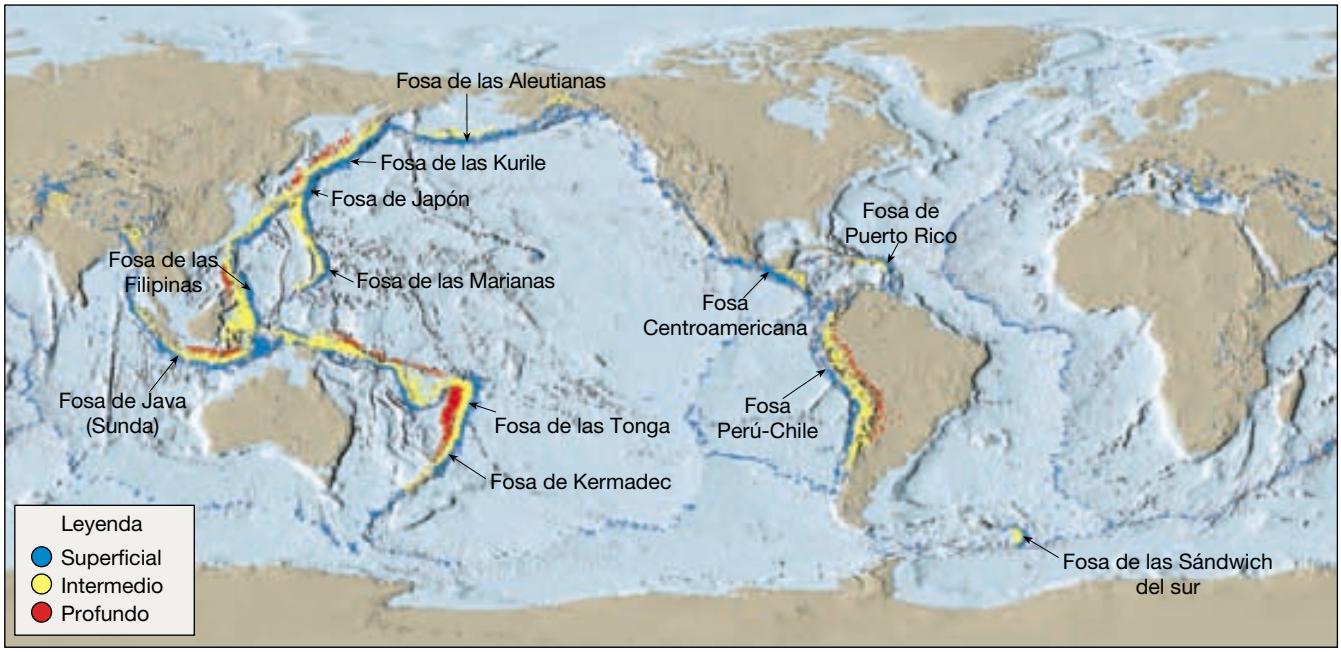
Nueva Inglaterra y las áreas adyacentes han experimentado convulsiones de tamaño considerable desde tiempos coloniales, entre ellas la ocurrida en Plymouth en 1683 y en Cambridge, Massachusetts, en 1755. Desde que hay registros, el estado de Nueva York ha experimentado más de 300 terremotos lo bastante grandes para que los seres humanos los sientan.

Estos terremotos orientales y centrales se producen con mucha menos frecuencia que en California. Sin embargo, los temblores al este de las Rocosas han producido generalmente daños estructurales a lo largo de un área mayor que los temblores de magnitud similar en California. La razón es que el terreno subyacente en el centro y el este de Estados Unidos es más antiguo y más rígido. Como consecuencia, las ondas sísmicas viajan a mayores distancias con menos atenuación que en el oeste de Estados Unidos. Para terremotos similares, la región de máximo movimiento del terreno en el este puede ser hasta diez veces mayor que en el oeste. Por consiguiente, la mayor proporción de terremotos en el oeste se ve en parte equilibrada por un daño más generalizado en el este.

Pese a la reciente historia geológica, Memphis, el centro de población más grande del área del terremoto de Nuevo Madrid, carece de previsión adecuada para terremotos en su código de construcción. Aún peor, Memphis está situada sobre depósitos de llanuras de inundación no consolidados, de manera que sus edificios son más sensibles al daño. En un estudio federal realizado en 1985 se concluía que un terremoto de magnitud 7,6 en esta zona causaría unos 2.500 muertos, el hundimiento de 3.000 estructuras y daños por valor de 25.000 millones de dólares, además de desplazar un cuarto de millón de personas únicamente en Memphis.



▲ **Figura 11.A** Daños en Charleston, Carolina del sur, causados por el terremoto que tuvo lugar el 31 de agosto de 1886. El daño osciló entre la caída de chimeneas y la ruptura de paredes hasta el hundimiento total. (Foto cortesía de U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 11.12** Distribución de los terremotos superficiales, intermedios y de foco profundo. Nótese que los terremotos de foco profundo sólo se producen en relación con los límites convergentes de placa y las zonas de subducción. (Datos procedentes de NOAA.)

Tanto la intensidad como la magnitud facilitan una información útil, aunque bastante diferente, sobre la fuerza del terremoto. Por consiguiente, ambas medidas todavía se utilizan para describir las dimensiones relativas de los terremotos.

Escalas de intensidad

Hasta hace poco más de un siglo, los registros históricos constituían la única información de la gravedad de los temblores y de la destrucción provocados por los terremotos. El uso de estas descripciones, compiladas sin ningún esquema pre-establecido, dificultaba las comparaciones precisas de las dimensiones sísmicas, en el mejor de los casos.

Quizá el primer intento de describir «científicamente» las consecuencias de un terremoto se realizó después del gran terremoto de 1857 en Italia. Mediante la cartografía sistemática de los efectos del terremoto, se estableció una medida de la fuerza y la distribución del movimiento del suelo. El mapa generado por este estudio utilizaba líneas para conectar los lugares con los mismos daños y, por tanto, con la misma intensidad (Figura 11.13). Mediante esta técnica, se identificaron las isosistas, y la zona de mayor intensidad se situó cerca del centro donde se produjo el mayor temblor de suelo, y a menudo (aunque no siempre) se estableció el origen de las ondas sísmicas.

Para estandarizar el estudio de la gravedad de un terremoto, los investigadores han desarrollado varias escalas de intensidad que consideraban el daño provocado en los edificios, así como descripciones individuales del acontecimiento, y los efectos secundarios, como deslizamientos y la extensión de la ruptura del suelo. Alrededor de



▲ **Figura 11.13** Zonas de destrucción asociadas con el terremoto de Loma Prieta, California, ocurrido en 1989 utilizando la escala de intensidad de Mercalli modificada. Las cifras romanas muestran las categorías de intensidad. La zona de máxima intensidad corresponde aproximadamente al epicentro. Se experimentaron intensidades incluso más elevadas en algunos puntos de San Francisco y Oakland, donde las condiciones locales amplificaron las ondas sísmicas. (Datos de Plafker y Galloway.)

1902, Giuseppe Mercalli había desarrollado una escala de intensidad relativamente fiable, que todavía se utiliza hoy con algunas modificaciones (Figura 11.13). La **escala de intensidad modificada de Mercalli,** que se muestra en la Tabla 11.1, se desarrolló utilizando como estándar los edificios de California, pero su uso es apropiado en la mayor parte de Estados Unidos y Canadá, para calcular la fuerza de un terremoto. Por ejemplo, si un terremoto destruye algunas estructuras de madera bien construidas y la mayoría de los edificios de mampostería, se asignaría una intensidad de X en la escala de Mercalli a la región (Tabla 11.1).

A pesar de su utilidad para suministrar a los sismólogos una herramienta para comparar la gravedad de un terremoto, en especial en las regiones donde no hay sismógrafos, las escalas de intensidad tienen graves inconvenientes. En particular, las escalas de intensidad se basan en los efectos (en gran medida la destrucción) de los terremotos que dependen no solamente de la gravedad del temblor del suelo, sino también de factores, como la densidad de población, el diseño de los edificios y la naturaleza de los materiales superficiales. El modesto terremoto de magnitud de 6,9 ocurrido en Armenia en 1988 fue extremadamente destructivo, fundamentalmente debido a la baja calidad de construcción de los edificios, mientras que el sismo que azotó la ciudad de México en 1985 fue devastador debido a los sedimentos blandos sobre los cuales descansa la ciudad. Por tanto, la destrucción producida por los terremotos no es una medida verdadera de la dimensión real del terremoto.

Escalas de magnitud

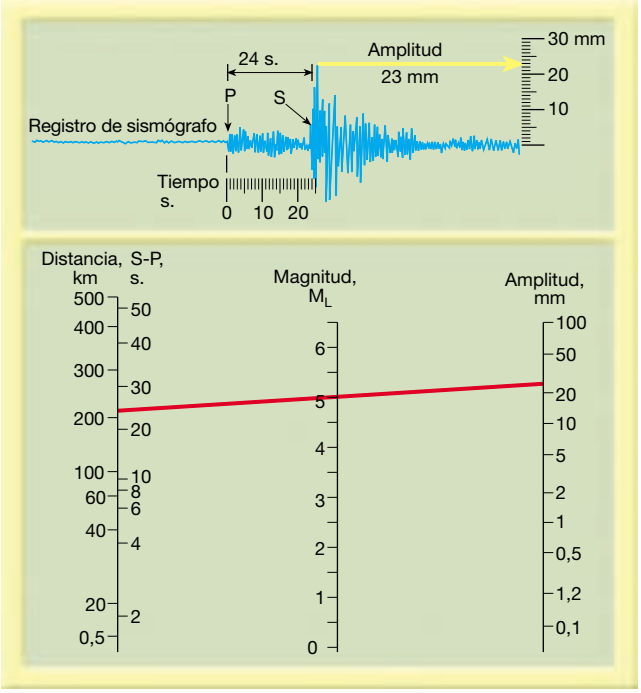
Con el fin de comparar los terremotos en todo el mundo, era necesaria una medición que no se basara en parámetros que varían considerablemente de una parte del mundo a otra, como los tipos de construcción. Por consiguiente, se desarrolló una serie de escalas de magnitud.

Magnitud de Richter En 1935 Charles Richter, del Instituto de Tecnología de California, desarrolló la primera escala de magnitud utilizando los registros sísmicos para calcular las dimensiones relativas de los terremotos. Como se muestra en la Figura 11.14, la **escala de Richter** se basa en la amplitud de la mayor onda sísmica (P, S u onda superficial) registrada en un sismógrafo. Dado que las ondas sísmicas se debilitan a medida que la distancia entre el foco sísmico y el sismógrafo aumenta (de una manera parecida a la luz), Richter desarrolló un método que considera la disminución de la amplitud de onda con el incremento de la distancia. En teoría, siempre que se utilizaran los mismos instrumentos, o unos equivalentes, todas las estaciones de control obtendrían la misma magnitud de Richter para cada terremoto registrado. (Richter seleccionó el sismógrafo Wood-Anderson como dispositivo de registro normalizado.) No obstante, en la práctica, las diferentes estaciones de registro a menudo obtenían magnitudes de Richter ligeramente diferentes para el mismo terremoto, como consecuencia de las variaciones en los tipos de roca a través de los cuales se desplazaban las ondas.

Aunque la escala de Richter no tiene un límite superior, la mayor magnitud registrada en un sismógrafo Wood-Anderson fue de 8,9. Estos grandes eventos liberaron aproximadamente 10^{26} ergios de energía: equivalentes a la detonación de 1.000 millones de toneladas de TNT. A la inversa, los seres humanos no sentimos terremotos con una magnitud Richter inferior a 2,0. Con el desarrollo de instrumentos más sensibles, se han registrado temblores de magnitud de menos 2. En la Tabla 11.2 se

Tabla 11.1 Escala de intensidad de Mercalli modificada

I	No sentido, excepto por algunas personas bajo circunstancias especialmente favorables.
II	Sentido sólo por unas pocas personas en reposo, especialmente en los pisos elevados de los edificios.
III	Sentido con bastante nitidez en los interiores, especialmente en los pisos superiores de los edificios, pero muchas personas no lo reconocen como un terremoto.
IV	Durante el día, sentido en interiores de edificios por muchas personas, en los exteriores por muy pocas. Sensación de que un camión pesado haya chocado contra el edificio.
V	Sentido por casi todo el mundo, muchos se despiertan. A veces se observan cambios en los árboles, los postes y otros objetos altos.
VI	Sentido por todos; muchos se asustan y salen a la calle. Algunos muebles pesados se mueven; pocos casos de paredes caídas o chimeneas dañadas. Poco daño.
VII	Todo el mundo corre a la calle. Daño despreciable en los edificios de diseño y construcción buenos; de ligero a moderado en las estructuras de construcción ordinaria; considerable en los edificios pobres o con estructuras mal diseñadas.
VIII	Daño ligero en estructuras especialmente diseñadas; considerable en edificios sustanciales ordinarios con derrumbamiento parcial; grande en estructuras mal construidas (caída de chimeneas, columnas, monumentos, muros).
IX	Daño considerable en estructuras especialmente diseñadas. Los edificios son desplazados de sus cimientos. Se abren grietas en el suelo.
X	Se destruyen algunas estructuras de madera bien construidas. La mayoría de las estructuras de albañilería y madera se destruyen. Se abren muchísimas grietas en el terreno.
XI	Quedan de pie muy pocas estructuras, si queda alguna. Se destruyen los puentes; grandes fisuras en el terreno.
XII	Daño total. Se ven ondas en el suelo. Los objetos son lanzados al aire.



▲ **Figura 11.14** Ilustración que muestra cómo puede determinarse gráficamente la magnitud Richter de un terremoto utilizando un registro sismográfico procedente de un instrumento Wood-Anderson. En primer lugar, se mide la altura (amplitud) de la mayor onda en el sismograma (23 mm) y luego la distancia hasta el foco mediante el intervalo de tiempo entre las ondas S y P (24 segundos). A continuación, se dibuja una línea entre la escala de distancia (izquierda) y la escala de amplitud de onda (derecha). Así, deberíamos obtener la magnitud Richter (M_L) de 5. (Datos procedentes del instituto de Tecnología de California.)

muestra una relación entre las magnitudes de los terremotos y sus efectos.

La fuerza de los terremotos varía enormemente; los grandes terremotos producen amplitudes de onda miles de veces superiores a las generadas por temblores débiles. Para acomodar esta gran variación, Richter utilizó una *escala logarítmica* para expresar la magnitud. En esta escala, un aumento *de diez veces* en la amplitud de onda corresponde a un incremento de 1 en la escala de magnitud. Por tanto, la cantidad de vibración del suelo para un terremoto de magnitud 5 es 10 veces mayor que la producida por un terremoto que tenga una magnitud de Richter de 4.

Además, cada unidad de magnitud Richter corresponde aproximadamente a un *aumento de la energía de 32 veces*. Por tanto, un terremoto con una magnitud de 6,5 libera 32 veces más energía que uno con una magnitud de 5,5, y aproximadamente 1.000 veces más energía que uno de magnitud 4,5 (Tabla 11.3). Un terremoto grande, con una magnitud de 8,5, libera millones de veces más energía que los terremotos más pequeños sentidos por los seres humanos.

Otras escalas de magnitud El objetivo original de Richter era modesto, ya que sólo intentó clasificar los terremotos del sur de California (terremotos de foco poco profundo) en grupos de magnitud grande, media y pequeña. Así, la magnitud de Richter se diseñó para estudiar los terremotos próximos (o locales) y se indica con el símbolo (M_L), en el que *M* corresponde a *magnitud* y *L*, a *local*.

La ventaja de describir el tamaño de un terremoto utilizando un único número que podía calcularse rápidamente a partir de los sismogramas hace de la escala de Richter una herramienta potente. Además, a diferencia de las escalas de intensidad que sólo podían aplicarse a las áreas pobladas del mundo, las magnitudes de Richter podían asignarse a terremotos en regiones más remotas e incluso a acontecimientos sucedidos en las cuencas oceánicas. Como consecuencia, el método inventado por Richter se adaptó a una serie de diferentes sismógrafos situados en todo el mundo. Con el tiempo, los sismólogos modificaron el trabajo de Richter y desarrollaron nuevas escalas de magnitud. Cada una especificaba un tipo particular de onda y un período (tiempo entre la llegada de las crestas de onda) para calcular la magnitud. Una escala de ese tipo, como la *magnitud de onda superficial* (M_S), mide la amplitud de la mayor onda superficial con un período cercano a los 20 segundos. Aunque la magnitud superficial pro-

Tabla 11.2 Magnitudes de los terremotos e incidencia mundial prevista

Magnitudes Richter	Efectos cerca del epicentro	Número calculado por año
<2,0	Generalmente no se siente, pero se registra	600.000
2,0–2,9	Potencialmente perceptible	300.000
3,0–3,9	Sentido por algunos	49.000
4,0–4,9	Sentido por la mayoría	6.200
5,0–5,9	Produce daños	800
6,0–6,9	Destrucción en regiones bastante pobladas	266
7,0–7,9	Terremotos importantes. Infligen graves daños	18
≥8,0	Grandes terremotos. Causan destrucción extensa en las comunidades próximas al epicentro	1,4

Tabla 16.3 Magnitud del terremoto y equivalencia de energía

Magnitud del terremoto	Energía liberada* (millones de ergios)	Equivalencia de energía aproximada
0	630.000	1/2 kilo de explosivos
1	20.000.000	
2	630.000.000	Energía emitida por un relámpago
3	20.000.000.000	
4	630.000.000.000	500 kilos de explosivos
5	20.000.000.000.000	
6	630.000.000.000.000	Prueba atómica de 1946 en Bikini Terremoto Northridge de 1994
7	20.000.000.000.000.000	Terremoto Loma Prieta de 1989
8	630.000.000.000.000.000	Terremoto de San Francisco de 1906 Erupción del volcán Santa Elena de 1980
9	20.000.000.000.000.000.000	Terremoto de Alaska de 1964 Terremoto chileno de 1960
10	630.000.000.000.000.000.000	Consumo anual de energía en Estados Unidos

* Para cada incremento de unidad en la magnitud, la energía liberada aumenta alrededor de 31,6 veces.
Fuente: U.S. Geological Survey.

porciona un buen cálculo de la fuerza de los terremotos poco profundos de tamaño moderado, no funciona con los terremotos con foco profundo. Por tanto, se desarrolló una *magnitud de onda del cuerpo* (m_b) para describir los terremotos con grandes profundidades focales y los situados a gran distancia de la estación de control. Al principio, estas escalas de magnitud basadas en los instrumentos se calibraban para que fueran equivalentes a la escala de Richter y han contribuido a los esfuerzos de los sismólogos para describir el tamaño de los terremotos.

Sin embargo, a pesar de su utilidad, ninguna de estas escalas de magnitud sirve para describir terremotos muy grandes. Por ejemplo, el terremoto de San Francisco en 1906 y el terremoto de Alaska en 1964 tienen aproximadamente las mismas magnitudes de Richter (y las mismas magnitudes de onda superficial). No obstante, el terremoto de Alaska liberó considerablemente más energía que el sismo de San Francisco, según el tamaño de la zona de falla y el desplazamiento que se observaron. Por tanto, se dice que la escala de Richter, así como las otras escalas de magnitud relacionadas, están *saturadas* para los grandes terremotos porque no puede distinguir las dimensiones de estos acontecimientos.

Magnitud del momento En los últimos años, los sismólogos han estado utilizando una medida más precisa denominada **magnitud del momento** (M_W), que puede calcularse mediante varias técnicas. En un método, la magnitud del momento se calcula a partir de los estudios de campo mediante una combinación de factores entre los que se cuentan el desplazamiento medio a lo largo de la falla, el área de la superficie de ruptura y la resistencia de cizalla de la roca fallada, una medida de cuánta energía elástica puede almacenar una roca antes de romperse súbitamente y liberar esa energía en forma de vibraciones (y calor). Por ejemplo, la energía implicada en un desplazamiento de 3 metros de un cuerpo rocoso a lo largo de una ruptura de unos pocos centenares de kilómetros de longitud sería mucho mayor que la producida por un desplazamiento de 1 metro a lo largo de una ruptura de 10 kilómetros de longitud (en el supuesto de que las profundidades de ruptura sean comparables).

La magnitud del momento también puede calcularse fácilmente a partir de los sismogramas, examinando las ondas sísmicas con período muy largo. Los valores obtenidos se han calibrado para que los terremotos de tamaño pequeño a medio tengan magnitudes del momento más o menos equivalentes a las magnitudes de Richter. Sin embargo, las magnitudes del momento son mucho mejores para describir los terremotos muy grandes. Por ejemplo, en la escala de magnitud del momento, el terremoto de San Francisco de 1906, que tuvo una magnitud de Richter de 8,3, se degradaría a 7,9, mientras que el terremoto de Alaska de 1964, con una magnitud de Richter de 8,3, aumentaría a 9,2. El terremoto más fuerte registrado es el terremoto que ocurrió en Chile en 1960, con una magnitud de 9,5.

La magnitud del momento ha ganado aceptación entre los sismólogos y los ingenieros por las siguientes razones: (1) es la única escala de magnitud que realiza una estimación adecuada del tamaño de los terremotos muy grandes; (2) es una medida que puede derivarse matemáticamente a partir del tamaño de la superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento y, por tanto, refleja mejor el total de energía liberada durante un terremoto; y (3) puede verificarse mediante dos métodos independientes: los estudios de campo basados en mediciones del desplazamiento de la falla y los métodos sismográficos que utilizan ondas de período largo.

En resumen, la escala de Richter se diseñó para diferenciar los tamaños de los terremotos con foco poco profundo del sur de California que tenían lugar cerca de un tipo particular de sismógrafo. La escala de magnitud original de Richter (M_L) se amplió para medir los terremotos a cualquier distancia y profundidad focal, también teniendo en cuenta las variaciones geológicas de un lugar a otro. Todas estas escalas de magnitud «parecidas a la de Richter» se diseñaron con el fin de que la magnitud final calculada fuera razonablemente consistente con la escala de Richter. Dado que ninguna de estas escalas de magnitud calcula de una manera adecuada el tamaño de los terremotos muy grandes, se desarrolló la escala de magnitud del momento (M_W), derivada de la cantidad de desplazamiento que ocurre a lo largo de la zona de falla.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Los terremotos moderados disminuyen las posibilidades de que se produzca un gran sismo en la misma región?

No. Eso es debido al gran aumento de la liberación de energía asociado con los terremotos de mayor magnitud (*véase* Tabla 11.3). Por ejemplo, un terremoto con una magnitud de 8,5 libera millones de veces más energía que los terremotos más pequeños que sienten los seres humanos. De una manera parecida, miles de temblores moderados serían necesarios para liberar la gran cantidad de energía equivalente a un «gran» terremoto.

Destrucción causada por los terremotos

El terremoto más violento de Norteamérica en este siglo (el terremoto del Viernes Santo de Alaska) se produjo a las 5 h 36 de la tarde del 27 de marzo de 1964. Sentido en todo el estado, el terremoto tuvo una magnitud de 8,3 en la escala Richter y duró de 3 a 4 minutos. Este breve acontecimiento dejó 131 muertos, miles de personas sin hogar y la economía del estado muy deteriorada. De haber estado abiertos las escuelas y los barrios comerciales, el balance hubiera sido seguramente peor. A las 24 horas del terremoto inicial, se registraron 28 réplicas, 10 de las cuales superaron la magnitud de 6 en la escala Richter. La localización del epicentro y las ciudades más golpeadas por el terremoto se muestran en la Figura 11.15.

Muchos factores determinan el grado de destrucción que acompañará a un terremoto. Los más obvios son la magnitud del terremoto y su proximidad a un área poblada. Afortunadamente la mayoría de los terremotos son pequeños y se producen en regiones remotas de la Tierra. Sin embargo, se producen unos 20 terremotos importantes al año, uno o dos de los cuales pueden ser catastróficos.

Durante un terremoto, la región comprendida en un radio de entre 20 y 50 kilómetros con respecto al epicentro experimentará aproximadamente el mismo grado de vibraciones, pero, más allá de este límite, la vibración se debilita rápidamente. A veces, durante terremotos que ocurren en el interior continental estable, como el terremoto de Nuevo Madrid en 1811, el área de influencia puede ser mucho mayor. El epicentro de este terremoto estaba lo-

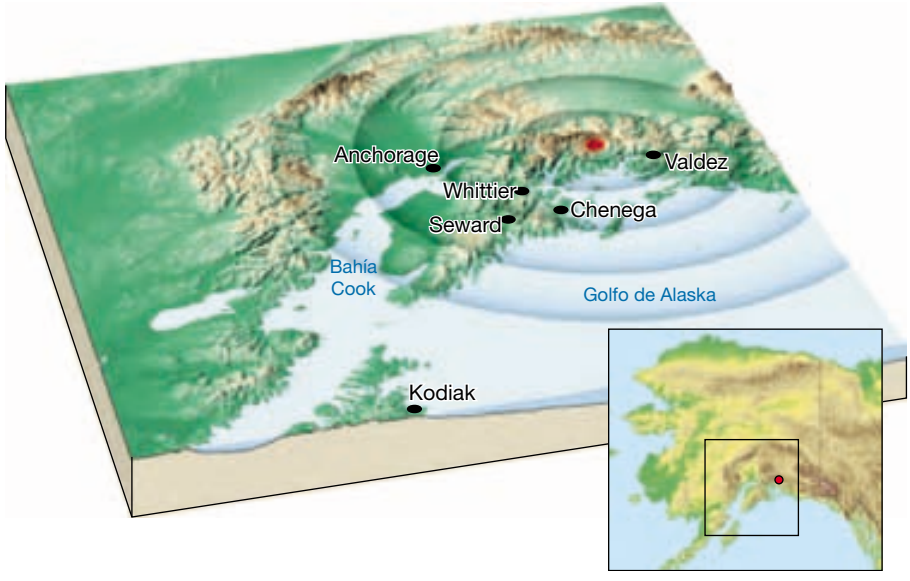


Figura 11.15 Región más afectada por el terremoto del Viernes Santo de 1964. Obsérvese la localización del epicentro (punto rojo). (Del U. S. Geological Survey.)

calizado directamente al sur de Cairo, Illinois, y las vibraciones se sintieron desde el golfo de México hasta Canadá, y desde las Rocosas hasta las playas del Atlántico.

Destrucción causada por las vibraciones sísmicas

El terremoto de Alaska en 1964 proporcionó a los geólogos nuevas pistas sobre el papel del movimiento del suelo como fuerza destructiva. A medida que la energía liberada por un terremoto viaja a lo largo de la superficie terrestre, hace que el suelo vibre de una manera compleja, moviéndose hacia arriba y hacia abajo, así como de un lado a otro. La magnitud del daño estructural atribuible a las vibraciones depende de varios factores, entre ellos: (1) la intensidad; (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el que descansan las estructuras, y (4) el diseño de la estructura.

Todas las estructuras de múltiples pisos de Anchorage fueron dañadas por las vibraciones. Los mejor parados fueron los edificios residenciales con estructura de madera, más flexible. Sin embargo, muchos hogares fueron destruidos cuando el suelo falló. Un ejemplo destacable de cómo las variaciones de construcción afectan los daños provocados por un terremoto se muestran en la Figura 11.16. Obsérvese que los edificios de estructura de acero resisten las vibraciones, mientras que el edificio mal diseñado J. C. Penney resultó muy dañado. Los ingenieros han aprendido que los edificios de albañilería no reforzada son la amenaza más grave a la seguridad durante los terremotos.

Casi todas las estructuras grandes de Anchorage se destruyeron, aun cuando estaban construidas según las recomendaciones del Uniform Building Code de previsión de terremotos. Quizá algo de esa destrucción pueda atribuirse a la duración inusualmente larga de este terremoto. En la mayoría de los seísmos los temblores duran menos de un minuto. Por ejemplo, el terremoto de Northridge de 1994 se sintió durante unos 40 segundos, y las fuertes vibraciones del terremoto de Loma Prieta, en 1989, duraron menos de 15 segundos. Pero el terremoto de Alaska actuó de 3 a 4 minutos.



▲ **Figura 11.16** Daños causados al edificio de cinco plantas J. C. Penney Co., Anchorage, Alaska. El edificio adyacente sufrió muy pocos daños estructurales. (Foto cortesía de NOAA/Seattle.)

Amplificación de las ondas sísmicas Aunque la región situada entre los 20 y los 50 kilómetros del epicentro experimentará más o menos la misma intensidad de sacudida del terreno, la destrucción varía considerablemente dentro de esta área. Esta diferencia es atribuible sobre todo a la naturaleza del suelo sobre el que están construidas las estructuras. Los sedimentos blandos, por ejemplo, amplificarán las vibraciones en general más que el sustrato de roca sólida. Por tanto, los edificios localizados en Anchorage, que estaban situados en sedimentos no consolidados, experimentaron un gran daño estructural. Por el contrario, gran parte de la ciudad de Whittier, aunque mucho más próxima al epicentro, descansa sobre un basamento firme de granito y, por consiguiente, sufrió mucho menos daño. Sin embargo, Whittier fue dañada por la ola de un maremoto (descrito en la siguiente sección).

El terremoto mexicano de 1985 proporcionó a los sismólogos y a los ingenieros un vívido recordatorio de lo que habían aprendido desde el terremoto de Alaska de 1964. La costa mexicana, donde se centró el terremoto, experimentó temblores inusualmente ligeros, pese a la fuerza del seísmo. Como cabía esperar, las ondas sísmicas se debilitaron progresivamente al aumentar la distancia desde el epicentro. Sin embargo, en la sección central de la ciudad de México, a casi 400 kilómetros del origen, las vibraciones se intensificaron hasta 5 veces más que las experimentadas en los distritos de las afueras. Gran parte de este movimiento amplificado del terreno puede atribuirse a los sedimentos blandos, restos del lecho de un antiguo lago, que subyace en algunas zonas de la ciudad (*véase* Recuadro 11.2).

Licuefacción En áreas donde los materiales no consolidados están saturados con agua, las vibraciones de los terremotos pueden generar un fenómeno conocido como **licuefacción** (*liqueo* = ser fluido; *facio* = hacer). Bajo esas condiciones, lo que había sido un suelo estable se convierte en un fluido móvil que no es capaz de soportar edificios ni otras estructuras. Como consecuencia, los objetos situados bajo tierra, como tanques de almacenamiento y conducciones de alcantarillado, pueden flotar literalmente hacia la superficie. Los edificios y otras estructuras superficiales pueden hundirse. Durante el terremoto de Loma Prieta en 1989, en el distrito Marina de San Francisco, los cimientos se hundieron y géiseres de arena y agua salieron disparados del suelo, indicando que se había producido licuefacción (Figura 11.17).



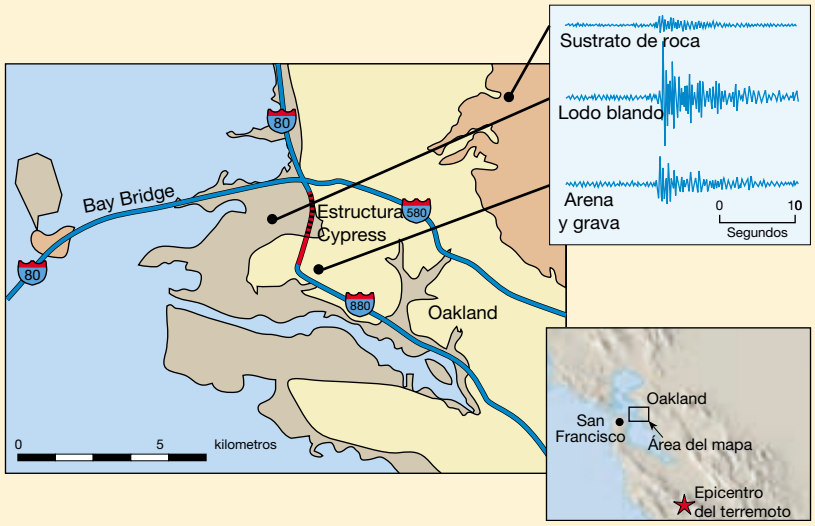
Recuadro 11.2 ▸ Entender la Tierra

Amplificación de las ondas y riesgos sísmicos

Gran parte del daño y de la pérdida de vidas derivados del terremoto que tuvo lugar en 1985 en la ciudad de México se produjo porque los edificios de la parte baja de la ciudad estaban construidos sobre los sedimentos de un lago que amplificaron mucho el movimiento del terreno. Para entender por qué ocurre esto, recordemos cómo las ondas sísmicas atraviesan la Tierra y hacen que vibre el material que atraviesan de una manera muy parecida a lo que ocurre con un diapasón cuando es golpeado. Aunque la mayoría de los objetos puede verse «forzada» a vibrar a lo largo de un amplio espectro de frecuencias, cada una tiene su período de vibración natural preferido. Los diferentes materiales terrestres, como los diapasones de diferente longitud, tienen también diferentes períodos naturales de vibración*.

La amplificación del movimiento del terreno se produce cuando el material sustentador tiene un período natural de vibración (frecuencia) que encaja con el de las ondas sísmicas. Un ejemplo común de este fenómeno se produce cuando un padre empuja a su hijo en el columpio. Cuando el padre empuja periódicamente al niño a ritmo con la frecuencia de balanceo, el niño se mueve hacia atrás y hacia delante en un arco (amplitud) cada vez mayor. Por casualidad, la columna de sedimento situada debajo de la ciudad de México tenía un período natural de vibración de unos 2 segundos, que encajaba con el período de las ondas sísmicas más intensas. Por tanto, cuando las ondas sísmicas empezaron a sacudir los sedimentos blandos, se originó una *resonancia*, que aumentó mucho la amplitud de las vibraciones. Esta amplificación provocó vibraciones que produjeron movimientos del suelo hacia delante y hacia atrás de 40 centímetros cada 2 segundos durante casi 2 minutos. Dicho movimiento fue demasiado intenso para muchos de los edificios mal diseñados de esta ciudad. Además, las estructuras de altura intermedia (de cinco a quince pisos) se balancean hacia atrás y hacia delante con un período de unos 2 segundos. Por tanto, también se desarrolló resonancia entre estos edificios y el terreno, con el resultado de que la mayoría de los fallos de los edificios se produjo en estructuras con este intervalo de alturas.

Se piensa también que la amplificación de la onda inducida por los sedimentos contribuyó de manera significativa al fallo de la sección Cypress de la interestatal 880 durante el terremoto que tuvo lugar en Loma Prieta en 1989 (Figura 11.B). Los estudios llevados a cabo en la sección de 1,4 kilómetros que se hundió demostraron que estaba construida sobre los lodos de la bahía de San Francisco. Otra sección de esta interestatal que resultó dañada, pero no se hundió, estaba construida sobre materiales aluviales más firmes.



▲ **Figura 11.B** La porción de la estructura de la autopista Cypress, en Oakland, California, que se construyó sobre el lodo blando (línea roja punteada) se hundió durante el terremoto de Loma Prieta, 1989. Las partes adyacentes de la estructura (rojo sólido), que se construyeron sobre terrenos más firmes, permanecieron de pie. Los sismogramas de una réplica (arriba a la derecha) muestran que la vibración se amplifica mucho en el lodo blando, en comparación con los materiales más firmes.

* Para demostrar el período natural de vibración de un objeto, sujete una regla sobre el borde de una mesa de manera que la mayor parte de ella no esté sustentada por la mesa. Empiece a hacerla vibrar y note el ruido que hace. Cambiando la longitud de la porción no soportada de la regla, cambiará en consecuencia el período natural de vibración.

Seiches Los efectos de los grandes terremotos pueden sentirse a miles de kilómetros de su origen. El movimiento del terreno puede generar *seiches:* chapoteo rítmico del agua en lagos, embalses y cuencas cerradas como la del golfo de México. El terremoto de 1964 de Alaska, por ejemplo, generó olas de 2 metros en la costa de Texas, que dañaron embarcaciones pequeñas, mientras que se notaron ondas mucho menores en las piscinas de Texas y Louisiana.

Los seiches pueden ser particularmente peligrosos cuando ocurren en presas de tierra. Se sabe que estas olas chapotean sobre los muros del embalse y debilitan la estructura, poniendo así en peligro las vidas de quienes viven corriente abajo.



▲ **Figura 11.17** El terremoto de Loma Prieta (1989), formó estos «volcanes de barro». Se formaron cuando los géiseres de arena y agua salieron disparados del suelo, indicando que se había producido licuefacción. (Foto de Richard Hilton, cortesía de Dennis Fox.)

Tsunamis

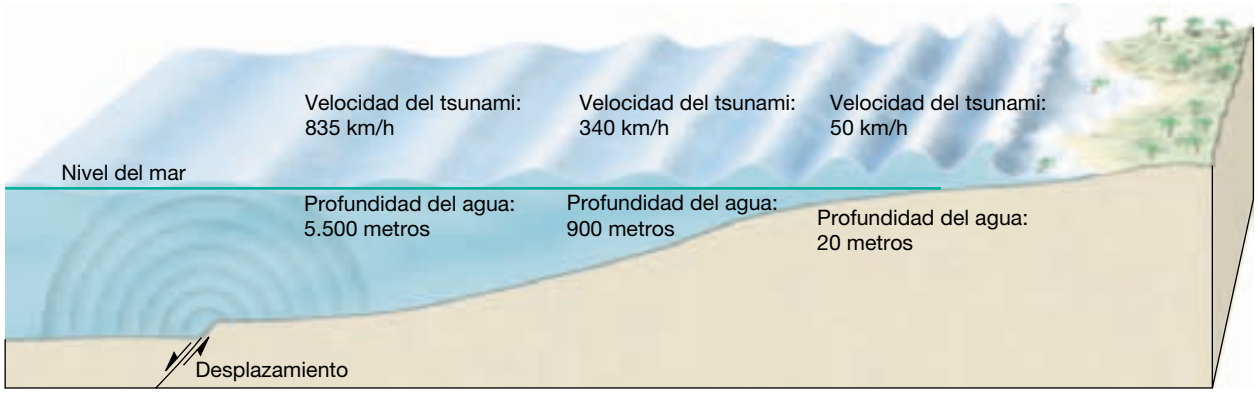
Muchas muertes asociadas con el terremoto que azotó Alaska en 1964 fueron causadas por **maremotos** o **tsunamis*** (*tsu* = puerto; *nami* = olas). Estas olas destructivas son a menudo denominadas «olas de marea» por los medios de comunicación. Sin embargo, este nombre es inapropiado, pues estas olas son generadas por los terremotos, no por el efecto mareal de la Luna ni el Sol.

Los tsunamis son consecuencia casi siempre del desplazamiento vertical a lo largo de una falla situada en el suelo oceánico o de un gran deslizamiento submarino provocado por un terremoto (Figura 11.18). Una vez creado, un tsunami recuerda las ondulaciones formadas cuando se lanza una piedra a un estanque. Al contrario que estas últimas, el tsunami avanza a través del océano a velocidades asombrosas de 500 a 950 kilómetros por hora. Pese a esta notable característica, un tsunami puede pasar desapercibido en mar abierto porque su altura suele ser inferior a un metro y la distancia entre las crestas de las olas grandes oscilar entre 100 y 700 kilómetros. Sin embargo, después de entrar en las aguas costeras menos profundas, estas olas destructivas se ralentizan y el agua empieza a apilarse hasta alturas que a veces superan los 30 metros (Figura 11.18). A medida que la cresta de un tsunami se acerca a la costa, surge como una elevación rápida del nivel del mar con una superficie turbulenta y caótica. Un tsunami puede ser muy destructivo (Figura 11.19).

Normalmente la primera advertencia de aproximación de un tsunami es una retirada relativamente rápida de agua de las playas. Los residentes de la costa han aprendido a hacer caso de esta advertencia y a desplazarse a un terreno más elevado, pues de 5 a 30 minutos después, el retroceso del agua va seguido de una oleada capaz de extenderse centenares de metros tierra adentro. De una manera sucesiva, cada oleada va seguida de una retirada rápida del agua mar adentro.

El tsunami generado por el terremoto de Alaska de 1964, infligió un grave daño a las comunidades próximas al golfo de Alaska, destruyendo completamente la ciudad

* Los maremotos recibieron el nombre de *tsunami* por los japoneses, que han sufrido muchos. El término *tsunami* se utiliza ahora en todo el mundo.



▲ **Figura 11.18** Diagrama de un tsunami generado por desplazamiento del suelo oceánico. La velocidad de una ola está relacionada con la profundidad oceánica. Como se muestra, las olas que se mueven en agua profunda avanzan a velocidades que superan los 800 kilómetros por hora. La velocidad disminuye gradualmente hasta 50 kilómetros por hora a profundidades de 20 metros. La disminución de la profundidad reduce la velocidad del movimiento de la ola. A medida que las olas se ralentizan en agua superficial, crecen en altura hasta que se tambalean y se precipitan sobre la costa con tremenda fuerza. El tamaño y el espaciado de este oleaje no están representados a escala.



▲ **Figura 11.19** Un hombre está de pie ante un muro de agua que está a punto de tragárselo en Hilo, Hawaii, el 1 de abril de 1946. Este tsunami, que se originó en las islas Aleutianas, cerca de Alaska, todavía era lo bastante potente cuando azotó Hawaii como para elevarse de 9 a 16 metros. El *S. S. Brigham Victory,* desde donde se tomó esta fotografía, consiguió sobrevivir la arremetida, pero 159 personas perdieron la vida en Hawaii, entre ellas el hombre de la imagen. (Foto cortesía del Water Resources Center Archives, Universidad de California, Berkeley.)

de Chenega. Kodiak también resultó muy dañada y la mayor parte de su flota pesquera fue destruida cuando un maremoto arrastró los buques hasta el distrito comercial. Se atribuyen a este tsunami 107 muertos. Por el contrario, sólo nueve personas murieron en Anchorage como consecuencia directa de las vibraciones.

El daño causado por el tsunami que apareció después del terremoto de Alaska se extendió a lo largo de gran parte de la costa oeste de Norteamérica y, pese a ser advertido con una hora de anticipación, perecieron 12 personas en Crescent City, California, donde todos los muertos y la mayor parte de la destrucción fueron causados por la quinta ola. La cresta de la primera ola alcanzó aproximadamente 4 metros de altura por encima del nivel de la marea baja y fue seguida por 3 olas progresivamente menores. Creyendo que el tsunami había cesado, la gente volvió a la costa, solo para encontrarse con la quinta, y más devastadora, ola, que, superpuesta a la marea alta, alcanzó una altura de 6 metros por encima del nivel de la marea baja.

El 17 de julio de 1998, cuatro localidades de la costa septentrional de Nueva Guinea casi desaparecieron. Ahí, se cree que un terremoto, que en otras circunstancias sería normal, con una magnitud de 7,1 provocó un gran deslizamiento submarino. (Temblores de como mínimo este tamaño azotan el globo cada tres semanas.) En un período de 5 a 10 minutos una llanura de agua de una media de 10 metros de altura y quizá 1 o 2 kilómetros de ancho azotó la orilla durante más de un minuto. La siguieron dos olas parecidas a intervalos de varios minutos. Oficialmente, el tsunami, el peor en más de dos décadas, se llevó 2.134 vidas, pero muchas no entraron en el recuento (Recuadro 11.3).

Deslizamientos y subsidencia del terreno

En el terremoto de Alaska de 1964, el mayor daño en las estructuras se debió a deslizamientos y subsidencia del terreno desencadenados por las vibraciones. En Valdez y Seward, la violenta sacudida hizo que experimentaran licuefacción los materiales deltaicos; el desplome subsiguiente se llevó las dos zonas portuarias. Debido a la amenaza de recurrencia, el pueblo entero de Valdez fue trasladado a unos 7 kilómetros sobre un terreno más estable. En Valdez, murieron 31 personas que estaban en el muelle cuando se hundió en el mar.



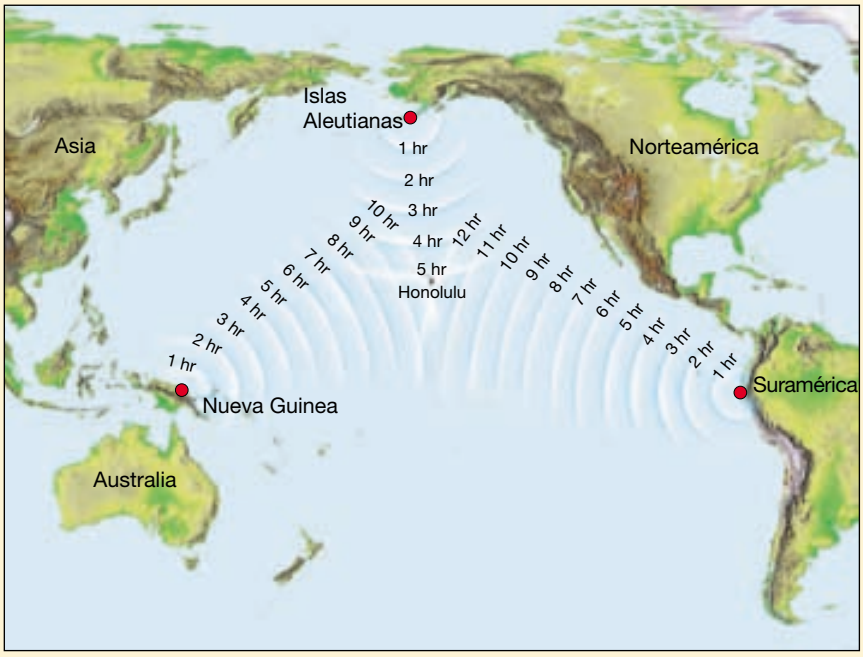
Recuadro 11.3 ▶ El hombre y el medio ambiente

El sistema de aviso de los tsunamis

Los tsunamis atraviesan grandes distancias del océano antes de que su energía se disipe por completo. El tsunami generado por un terremoto que ocurrió en Chile en 1960, además de destruir las poblaciones a lo largo de un tramo de 800 kilómetros del litoral de Sudamérica, recorrió 17.000 kilómetros a través del Pacífico hacia Japón. Allí, unas 22 horas después del sismo, se produjeron daños considerables en las poblaciones costeras del sur. Durante varios días posteriores al acontecimiento, los mareógrafos de Hilo, Hawaii, detectaron estas olas que disminuían conforme reverberaban como ecos alrededor del Pacífico.

En 1946, un gran tsunami azotó las islas Hawaii sin previo aviso. Una ola de más de 15 metros de altura destrozó varias poblaciones costeras. Esta destrucción fue el motivo de que la National Oceanic and Atmospheric Administration estableciera un sistema de aviso de los tsunamis para las áreas litorales del Pacífico. Los observatorios sísmicos de la región informan de los grandes terremotos al Pacific Tsunami Warning Center de Ewa Beach (cerca de Honolulu), Hawaii. Los científicos del centro utilizan los mareógrafos para determinar si se ha formado un tsunami. Aunque los tsunamis se desplazan a gran velocidad, hay tiempo suficiente para evacuar toda la zona excepto la región más cercana al epicentro (Figura 11.C). Por ejemplo, un tsunami generado cerca de las islas Aleutianas tardaría 5 horas en llegar a Hawaii, y uno generado cerca de la costa de Chile se desplazaría durante 15 horas hasta llegar a Hawaii.

Por fortuna, la mayoría de terremotos no genera tsunamis. Sólo unos 1,5 tsunamis destructivos de media son generados en todo el mundo cada año. De ellos, sólo aproximadamente uno cada 10 años es catastrófico.



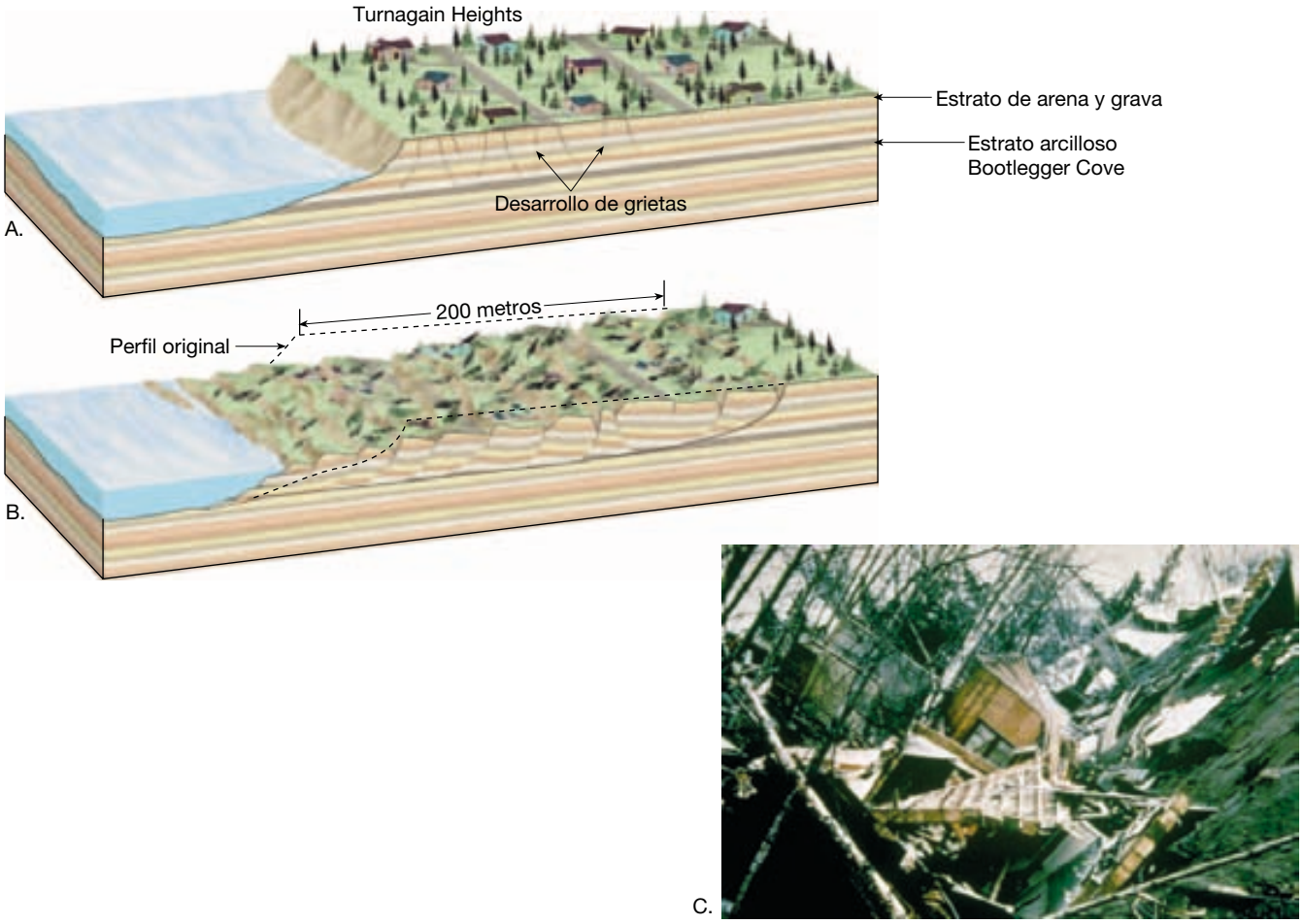
▲ **Figura 11.C** Tiempo de desplazamiento de tsunamis hacia Honolulu, Hawaii, desde todas las localizaciones del Pacífico. (Del NOAA.)

Gran parte del daño causado en la ciudad de Anchorage se atribuyó también a los deslizamientos de terreno. Muchos hogares fueron destruidos en Turnagain Heights, cuando un estrato arcilloso perdió su resistencia y más de 200 acres de tierra se deslizaron al océano (Figura 11.20). Una porción de este espectacular deslizamiento quedó en su estado natural como recordatorio de este destructivo acontecimiento. El lugar se llamó, con toda propiedad, «Parque del Terremoto». También se destruyó el centro de la ciudad de Anchorage cuando algunas partes del distrito comercial se hundieron hasta tres metros.

Incendios

El terremoto de San Francisco (1906) nos recuerda la formidable amenaza que representa el fuego. La parte central de la ciudad tenía fundamentalmente grandes estructuras antiguas de madera y edificios de ladrillo. Aunque muchos de los edificios de ladrillo no reforzado sufrieron un grave daño por las vibraciones, la destrucción mayor fue causada por los incendios, que empezaron cuando se destruyeron las líneas eléctricas y las tuberías de gas. Los incendios estuvieron fuera de control durante tres días y devastaron más de 500 manzanas de la ciudad (*véase* Figura 11.2). El problema se agrandó porque la sacudida inicial del terreno rompió las tuberías de agua de la ciudad en centenares de trozos.

Por fin se consiguió contener el fuego dinamitando los edificios situados a lo largo de un ancho bulevar para formar un cortafuegos, la misma estrategia que se utiliza para luchar contra los incendios forestales. Aunque se atribuyeron sólo unas pocas muertes al fuego de San Francisco, no siempre ocurre eso. En 1923, un terremoto desen-



▲ **Figura 11.20** Deslizamiento en las Turnagain Heights causado por el terremoto de Alaska de 1964. **A.** Las vibraciones del terremoto hicieron que aparecieran grietas cerca de la parte superior del terreno. **B.** En cuestión de segundos los bloques de tierra empezaron a deslizarse hacia el mar sobre un débil estrato de arcilla. **C.** Foto de una pequeña parte del deslizamiento de Turnagain Heights (Foto cortesía del USGS). En menos de 5 minutos, hasta 200 metros de Turnagain Heights habían sido destruidos.

cadenó en Japón unos 250 incendios, que devastaron la ciudad de Yokohama y destruyeron más de la mitad de los hogares de Tokio. Se atribuyen a los incendios más de 100.000 muertos, debido a que dichos incendios eran alimentados por vientos inusualmente fuertes.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN...

He oído que el lugar más seguro de una casa durante un terremoto es el marco de una puerta. ¿De verdad es el mejor lugar mientras se produce un terremoto?

Depende. Si estamos en la carretera, debemos alejarnos de túneles, pasos bajo nivel y pasos sobre nivel. Hay que pararse en una zona segura y quedarse en el vehículo hasta que cese el temblor. Si durante un terremoto estamos en el exterior, debemos mantenernos alejados de edificios, árboles, y líneas telefónicas y eléctricas. En el interior, no olvidemos *agacharnos, cubrirnos y agarrarnos.* Si sentimos un terremoto, debemos *agacharnos* debajo un escritorio o una mesa de estudio, lejos de ventanas, estanterías, archivadores, espejos pesados, plantas colgantes y otros objetos pesados que pudieran caer. Debemos permanecer bajo *cubierto* hasta que cese el temblor. Y *agarrados* al escritorio o la mesa: si se mueven, nos movemos con ellos.

Una imagen duradera de un terremoto en California es una casa de adobe derrumbada de la que sólo se mantiene en pie el marco de la puerta. De ahí viene la creencia de que una puerta es el lugar más seguro durante un terremoto. Eso sólo es cierto si se vive un una casa de adobe antigua, no reforzada. En los hogares modernos, las puertas no son más fuertes que cualquier otra parte de la casa y suelen tener puertas que se balancearán y que pueden herir a quienes estén debajo de ellas. Estaríamos más seguros debajo de una mesa.

¿Pueden predecirse los terremotos?

Las vibraciones que sacudieron Northridge, California, en 1994 causaron 57 muertos y una pérdida aproximada de 40.000 millones de dólares; todo ello como consecuencia de un terremoto breve (unos 40 segundos), calificado de moderado. Los sismólogos advierten que se producirán terremotos comparables o de mayor intensidad a lo largo de la falla de San Andrés, que atraviesa 1.300 kilómetros de este estado. La pregunta obvia es: ¿Pueden predecirse los terremotos?

Predicciones a corto plazo

El objetivo de la predicción de los terremotos a corto plazo es informar sobre la localización y la magnitud de un gran terremoto en un corto espacio de tiempo. Japón, Estados Unidos, China y Rusia, países donde los riesgos de terremotos son elevados (Tabla 11.4), están realizando esfuerzos sustanciales para conseguir este objetivo. La investigación se ha concentrado en el control de posibles *precursores:* fenómenos que preceden a los terremotos y que, por tanto, proporcionan una advertencia de su inminencia. En California, por ejemplo, los sismólogos están midiendo el levantamiento, la subsidencia y la deformación de las rocas próximas a las fallas activas. Algunos científicos japoneses están estudiando el comportamiento anómalo de los animales que puede preceder a un terremoto. Otros investigadores están controlando los cambios de nivel del agua subterránea y aún otros están intentando predecir los terremotos en función de los cambios de conductividad eléctrica de las rocas.

Entre los experimentos más ambiciosos se cuenta uno llevado a cabo a lo largo de un segmento de la falla de San Andrés cerca de la ciudad de Parkfield, en California central. Aquí se han producido terremotos de intensidad moderada de una manera regular aproximadamente una vez cada 22 años desde 1857. El más reciente fue un sismo de magnitud 5,6 que se produjo en 1966. Al haberse «retrasado» significativamente el siguiente acontecimiento, el U. S. Geological Survey ha establecido una elaborada red de control. Consta de medidores de deslizamiento,

Tabla 11.4 Algunos terremotos notables

Año	Localización	Muertos (est.)	Magnitud†	Comentarios
1556	Shensi, China	830.000		Posiblemente el mayor desastre natural.
1755	Lisboa, Portugal	70.000		Un tsunami causó grandes daños.
*1811-1812	Nuevo Madrid, Missouri	Pocos	7,9	Tres terremotos importantes.
*1886	Charleston, Carolina del Sur	60		El mayor terremoto histórico en la parte oriental de Estados Unidos.
*1906	San Francisco, California	1.500	7,8	Los incendios causaron grandes daños.
1908	Messina, Italia	120.000		
1923	Tokio, Japón	143.000	7,9	Los incendios causaron gran destrucción.
1960	Sur de Chile	5.700	9,6	Posiblemente el terremoto de mayor magnitud nunca registrado.
*1964	Alaska	131	9,2	El mayor terremoto de Norteamérica.
1970	Perú	66.000	7,8	Gran deslizamiento de rocas.
*1971	San Fernando, California	65	6,5	Los daños superaron los mil millones de dólares.
1975	Provincia Liaoning, China	1.328	7,5	Primer terremoto importante que se predijo.
1976	Tangshan, China	240.000	7,6	No predicho.
1985	Ciudad de México	9.500	8,1	El mayor daño ocurrió a 400 kilómetros del epicentro.
1988	Armenia	25.000	6,9	Construcciones de mala calidad.
*1989	Loma Prieta, California	62	6,9	Los daños superaron los 6.000 millones de dólares.
1990	Irán	50.000	7,3	Los deslizamientos de terreno y las construcciones de mala calidad causaron graves daños.
1993	Latur, India	10.000	6,4	Localizado en el interior continental estable.
*1994	Northridge, California	57	6,7	Los daños superaron los 40.000 millones de dólares.
1995	Kobe, Japón	5.472	6,9	Se calcula que los daños superaron los 100.000 millones de dólares.
1999	Izmit, Turquía	17.127	7,4	Cerca de 44.000 heridos y más de 250.000 desplazados.
1999	Chi-Chi, Taiwan	2.300	7,6	Gran destrucción; 8.700 heridos.
2001	El Salvador	1.000	7,6	Provocó muchos deslizamientos de tierra.
2001	Bhuj, India	20.000*	7,9	1 millón o más de personas sin hogar.

* Terremotos en Estados Unidos.
† Se han calculado magnitudes muy diferentes para algunos de estos terremotos. Las magnitudes del momento se utilizan cuando se dispone de ellas.
Fuente: U. S. Geological Survey.

inclinómetros y medidores de deformación en agujeros taladrados, que se utilizan para medir la acumulación y la liberación de la deformación. Además, se han instalado 70 sismógrafos de diseños diversos para registrar los sismos precursores, así como el acontecimiento principal. Por último, una red de distanciómetros que utilizan láser mide el movimiento a través de la falla (Figura 11.21). El objetivo es identificar los movimientos del terreno que pueden preceder a un sismo de tamaño considerable.

Los sismólogos chinos afirmaron haber predicho satisfactoriamente a corto plazo el terremoto que tuvo lugar el 4 de febrero de 1975 en la provincia de Liaoning. Según sus informes, murió muy poca gente, aunque más de un millón vivía cerca del epicentro, porque el terremoto se predijo y la población fue evacuada. Recientemente, algunos sismólogos occidentales han cuestionado esta afirmación y sugieren, en cambio, que un intenso enjambre de sismos precursores, que empezaron 24 horas antes del terremoto principal, pudo haber inducido a la gente a la evacuación espontánea. Además, un informe oficial del gobierno chino emitido 10 años después afirmaba que murieron 1.328 personas y 16.980 resultaron heridas como consecuencia de este terremoto.

Un año después del terremoto de Liaoning, murieron al menos 240.000 personas en el terremoto de Tangán, China, que no se predijo. Los chinos han emitido falsas alarmas. En una provincia próxima a Hong Kong, según se dice, la gente abandonó sus hogares durante más de un mes, pero no hubo terremoto. Cualquiera que sea el método que los chinos emplean para sus predicciones a corto plazo, evidentemente *no* es fiable.

Para que un esquema de predicción goce de aceptación general, debe ser preciso y fiable. Por tanto, *debe tener un pequeño nivel de incertidumbre con respecto a la localización y el momento, y debe producir pocos fracasos o alarmas falsas.* ¿Imagina el debate que precedería a una orden para evacuar una gran ciudad de Estados Unidos, como Los Ángeles o San Francisco? El coste de evacuar a millones de personas, buscarles alojamiento y suplir su pérdida de tiempo de trabajo y salario sería asombroso.



▲ **Figura 11.21** Láser utilizados para medir el movimiento a lo largo de la falla de San Andrés. (Foto de John K. Nakata/U. S. Geological Survey.)

En la actualidad, *no existe método fiable* alguno para realizar predicciones sísmicas a corto plazo. De hecho, excepto durante un breve período de optimismo, en los años 70, los principales sismólogos de los últimos cien años han llegado a la conclusión general de que la predicción a corto plazo de los terremotos *no* es factible. Citando a Charles Richter, quien desarrolló la conocida escala de magnitud, «la predicción proporciona un terreno abonado para los aficionados, los chiflados y los impostores en busca de publicidad». Esta afirmación se validó en 1990 cuando Iben Browning, un autoproclamado experto, predijo que un terremoto importante, localizado en la falla de Nuevo Madrid, devastaría un área del sureste de Missouri el 2 o el 3 de diciembre. Muchas personas de Missouri, Tennessee, e Illinois corrieron a asegurarse contra los terremotos. Algunas escuelas e industrias cerraron; hasta quienes vivían al norte de Illinois se quedaron en casa por no correr el riesgo de ir a trabajar. La fecha designada pasó sin el más mínimo temblor.

Pronósticos a largo plazo

Al contrario que las predicciones a corto plazo, cuyo objetivo es predecir los terremotos en horas o, a lo sumo, en días, los pronósticos a largo plazo proporcionan la probabilidad de que se produzca un terremoto de cierta magnitud en una escala temporal de 30 a 100 años, o más. Dicho de otra manera, estos pronósticos proporcionan cálculos estadísticos de la intensidad esperada de movimiento de la Tierra para un área concreta durante un marco temporal específico. Aunque los pronósticos a largo plazo pueden no ser tan informativos como nos gustaría, estos datos son importantes para la actualización del Uniform Building Code, que contiene la normativa nacional para diseño de estructuras resistentes a terremotos.

Los pronósticos a largo plazo se basan en la premisa de que los terremotos son repetitivos o cíclicos, como el clima. En otras palabras, en cuanto ha pasado un terremoto, los movimientos continuos de las placas litosféricas empiezan a acumular tensión de nuevo en las rocas, hasta que éstas vuelven a ceder. Esto ha llevado a los sismólogos a estudiar los registros históricos de los terremotos para ver si existen patrones apreciables, de manera que pueda establecerse su probabilidad de recurrencia.

Teniendo en cuenta este concepto, un grupo de sismólogos representó la distribución de zonas de ruptura asociadas con los grandes terremotos que se han producido en las regiones sísmicamente activas de la cuenca del Pacífico. Los mapas revelaron que las zonas de ruptura tendían a aparecer adyacentes unas a otras sin solapa-

miento apreciable, contorneando el borde de las placas. Recordemos que la mayoría de los terremotos se genera en los bordes de placa por el movimiento relativo de los grandes bloques de la corteza. Dado que las placas están en movimiento constante, los investigadores predijeron que en el lapso de uno o dos siglos, se producirían importantes terremotos a lo largo de cada uno de los segmentos del borde de la placa del Pacífico.

Cuando los investigadores estudiaron los registros históricos, descubrieron que en algunas zonas no se había producido un terremoto grande en más de un siglo. Estas zonas tranquilas, denominadas **vacíos sísmicos,** se identificaron como lugares probables para terremotos importantes en las siguientes décadas (Figura 11.22). En los 25 años transcurridos desde que se llevaron a cabo los estudios originales, alguno de esos huecos ha experimentado terremotos (*véase* Recuadro 11.4). En este grupo se encuentra la zona que produjo el terremoto que devastó en septiembre de 1985 partes de la ciudad de México.

Se ha puesto en práctica otro método de pronóstico a largo plazo, conocido como *paleosismología* (*palaois* = antiguo; *seismos* = sacudida; *ology* = estudio de). Una técnica implica el estudio de los depósitos estratificados que fueron afectados por sismos prehistóricos. Hasta la fecha,



◀ **Figura 11.22** Distribución de las áreas de ruptura de los grandes terremotos superficiales ocurridos entre 1930 y 1979 a lo largo de la costa suroccidental de Alaska y las islas Aleutianas. Los tres huecos sin sismos indican las localizaciones más probables de los próximos grandes terremotos a lo largo de este borde de placa. (Tomado de J. C. Savage y cols., U. S. Geological Survey.)



Recuadro 11.4 ▶ Entender la Tierra

Un terremoto importante en Turquía

El 17 de agosto de 1999, a las 3 h 02 de la madrugada hora local, un terremoto de magnitud (M_W) 7,4 sacudió el noroeste de Turquía, mientras la mayoría de la población dormía. El epicentro se encontraba a 10 kilómetros en dirección sureste de Ismit, en una región que constituye el centro industrial y la parte más densamente poblada del país. Estambul y sus 13 millones de habitantes se encuentran justamente a 70 kilómetros al oeste.

Según los cálculos oficiales del gobierno, el terremoto causó la muerte de más de 17.000 personas y casi 44.000 heridos. Más de 250.000 personas fueron obligadas a abandonar sus hogares dañados y fueron acogidas en 120 «campamentos» improvisados. Las estimaciones de las pérdidas de propiedad que realizó el Banco Mundial se acercaban a los 7.000 millones de dólares. La licuefacción y el temblor del terreno fueron las principales causas de los daños, pero las fallas superficiales y los deslizamientos de tierra también fueron responsables de una parte sustancial de las muertes y la destrucción. Fue el terremoto más devastador que había golpeado Turquía en 60 años.

Turquía tiene una región geológicamente activa que con frecuencia experimenta grandes terremotos. La mayor parte del país es parte de un pequeño bloque de litosfera continental conocido como la microplaca Turca. Esta pequeña placa está atrapada entre las placas Arábiga y Africana, que se mueven hacia el norte, y la placa Euroasiática, relativamente estable (Figura 11.D). En agosto de 1999, se produjo un terremoto a lo largo del límite occidental del sistema de fallas del norte de Anatolia, de 1.500 kilómetros de longitud. Esta falla tiene mucho en común con la falla de San Andrés, en California. Ambas son fallas con desplazamiento horizontal dextrorso y tienen longitudes similares y velocidades de movimiento a largo plazo parecidas*. Como su equivalente norteamericano, la falla del norte de Anatolia es un borde de falla transformante (borde pasivo).

* Recordemos que si una persona mira a través de una falla con desplazamiento dextrorso durante un terremoto, esa persona vería que el lado opuesto se mueve hacia la derecha.



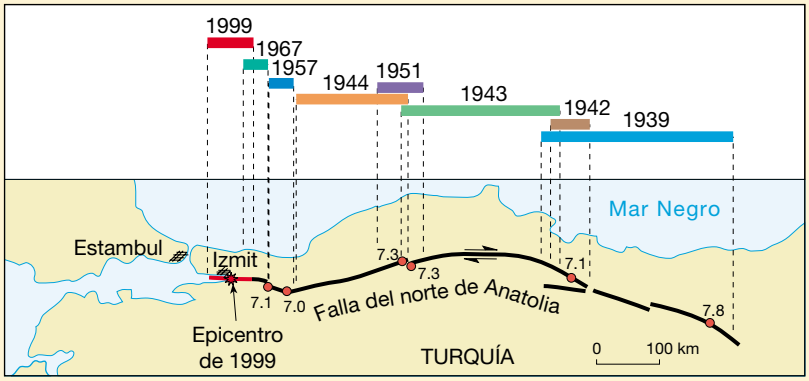
▲ **Figura 11.D** Los terremotos de Turquía son provocados por el movimiento hacia el norte de las placas Arábiga y Africana contra la placa Euroasiática, presionando la pequeña microplaca Turca hacia el oeste. El movimiento tiene cabida a lo largo de dos grandes fallas con desplazamiento horizontal: la falla del norte de Anatolia y la falla del este de Anatolia.

de el este hacia el oeste, como se muestra en la Figura 11.E.

Ahora los investigadores entienden que cada vez que se producía un terremoto, éste cargaba la zona hacia el oeste con un esfuerzo adicional. Es decir, a medida que el sismo liberaba esfuerzo sobre la sección de la falla que rompía, transfería esfuerzo a los segmentos adyacentes. El siguiente segmento en línea que se romperá se sitúa al oeste de Izmir, cerca de Estambul. Podría producirse relativamente pronto. En la secuencia desde 1939 ningún terremoto ha tardado más de 22 años y alguno ocurrió durante el año siguiente al sismo anterior.

El terremoto que se produjo cerca de Izmir, Turquía, en 1999, demostró la enorme potencia de un gran terremoto y el inmenso sufrimiento humano que puede producirse cuando un terremoto azota un área urbana. Aunque nadie sabe con seguridad dónde ni cuándo se producirá el próximo gran sismo en la región, parece que el terremoto que ocurrió cerca de Izmir en 1999 aumentó el riesgo de quienes viven cerca de Estambul.

El hecho de que ocurriera un gran terremoto a lo largo de esta porción de la falla del norte de Anatolia no fue una sorpresa absoluta. Según los registros históricos, la región del epicentro había sido identificada como un *vacío sísmico*, una «zona tranquila» a lo largo de la falla, donde la tensión se había ido acumulando quizá durante 300 años. Además, durante los 60 años anteriores, se había desarrollado un interesante patrón de actividad sísmica. Empezando en 1939 con un sismo con una magnitud (M_W) de 7,9 que produjo la ruptura de unos 350 kilómetros de terreno, siete terremotos habían roto la falla de manera progresiva des-



▲ **Figura 11.E** Este mapa describe la progresión secuencial hacia el oeste de los grandes terremotos a lo largo de la falla del norte de Anatolia entre 1939 y 1999. Se anotan el epicentro y la magnitud de cada uno de ellos. La longitud de cada segmento coloreado indica la extensión de la ruptura superficial a lo largo de la falla para cada acontecimiento.

la investigación más completa en la que se empleó este método se concentró en un segmento de la falla de San Andrés, unos 50 kilómetros al noreste de Los Ángeles. En este lugar, el cauce de Pallet Creek se ha alterado repetidamente como consecuencia de terremotos a lo largo de la zona de falla. Zanjas excavadas a través del lecho del río han mostrado los sedimentos que, según parece, han sido desplazados por nueve grandes terremotos durante un período de 1.400 años. A partir de estos datos se determinó que en esta zona se produce un gran terremoto con una periodicidad media de una vez cada 140 a 150 años. El último gran acontecimiento se produjo a lo largo de este

segmento de la falla de San Andrés en 1857. Por tanto, han transcurrido unos 140 años. Si los terremotos son verdaderamente cíclicos, parece inminente un acontecimiento importante en el sur de California. Esta información llevó al U. S. Geological Survey a predecir que hay un 50 por ciento de probabilidad de que se produzca un terremoto de magnitud 8,3 a lo largo del sur de la falla de San Andrés en los próximos 30 años.

Utilizando otras técnicas paleosismológicas, los investigadores descubrieron recientemente pruebas sólidas de que terremotos muy poderosos (magnitud 8 o mayor) han golpeado repetidamente el noroeste del Pacífico durante los últimos miles de años. El acontecimiento más reciente se produjo hace unos 300 años. Como consecuencia de esos hallazgos, los servicios públicos han dado los pasos necesarios para fortalecer las presas, puentes y sistemas de conducción del agua existentes en la región. Incluso el sector privado respondió. El edificio U. S. Bancorp en Portland, Oregón, se fortaleció con un coste de 8 millones de dólares y ahora supera la normativa del Uniform Building Code.

Según otro estudio del U. S. Geological Survey, hay probabilidad de que ocurra un terremoto a lo largo de varios segmentos de la falla de San Andrés en los 30 años que van desde 1988 a 2018 (Figura 11.23). A partir de esta investigación se propuso una probabilidad del 30 por ciento de que se produjera un terremoto de magnitud 6,5 en la región de las montañas Santa Cruz durante este período. De hecho, se produjo el terremoto de Loma Prieta en 1989, de magnitud 6,9.

La región situada a lo largo de la falla de San Andrés a la que se atribuye la mayor probabilidad (90 por ciento) de generar un terremoto es la sección de Parkfield. La actividad en esta zona ha sido muy regular desde que se empezaron a llevar registros en 1857. (Aunque esta sección ha experimentado terremotos con una media de uno cada 22 años, el último ocurrió en 1966: ¡han pasado más de 12 años y seguimos sumando!) A otra región comprendida entre Parkfield y las montañas Santa Cruz se atribuye una probabilidad muy baja de generar un terremoto. Esta área ha experimentado muy poca actividad sísmica en tiempos históricos; antes bien, exhibe un movimiento lento y continuo conocido como «*reptación de falla*». Ese movimiento es beneficioso porque evita la acumulación de tensión a grandes niveles en las rocas.

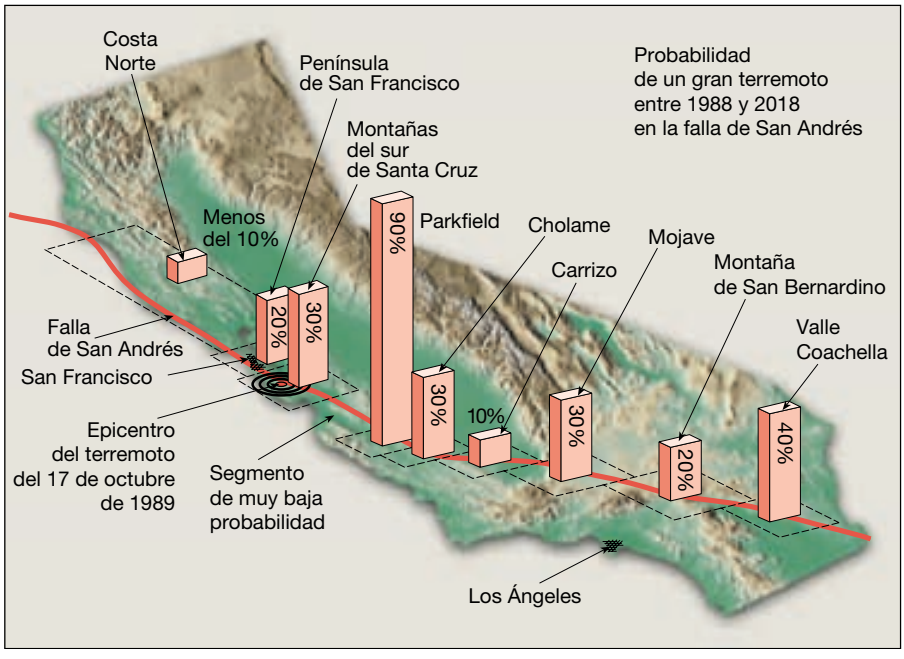
En resumen, parece que las mejores perspectivas de hacer predicciones útiles sobre los terremotos radican en pronosticar las magnitudes y las localizaciones en escalas temporales de años, o incluso decenios. Estos pronósticos son importantes porque proporcionan información útil para desarrollar el Uniform Building Code y ayudan en la planificación del uso del terreno.

Terremotos: pruebas de la tectónica de placas



Los terremotos
▼ Terremotos: pruebas de la tectónica de placas

En el mismo momento en que se formuló el esquema básico de la teoría de la tectónica de placas, los investigadores de varias ramas de las geociencias empezaron a probar



◀ **Figura 11.23** Probabilidad de aparición de grandes terremotos entre el año 1988 y el 2018 a lo largo de la falla de San Andrés.

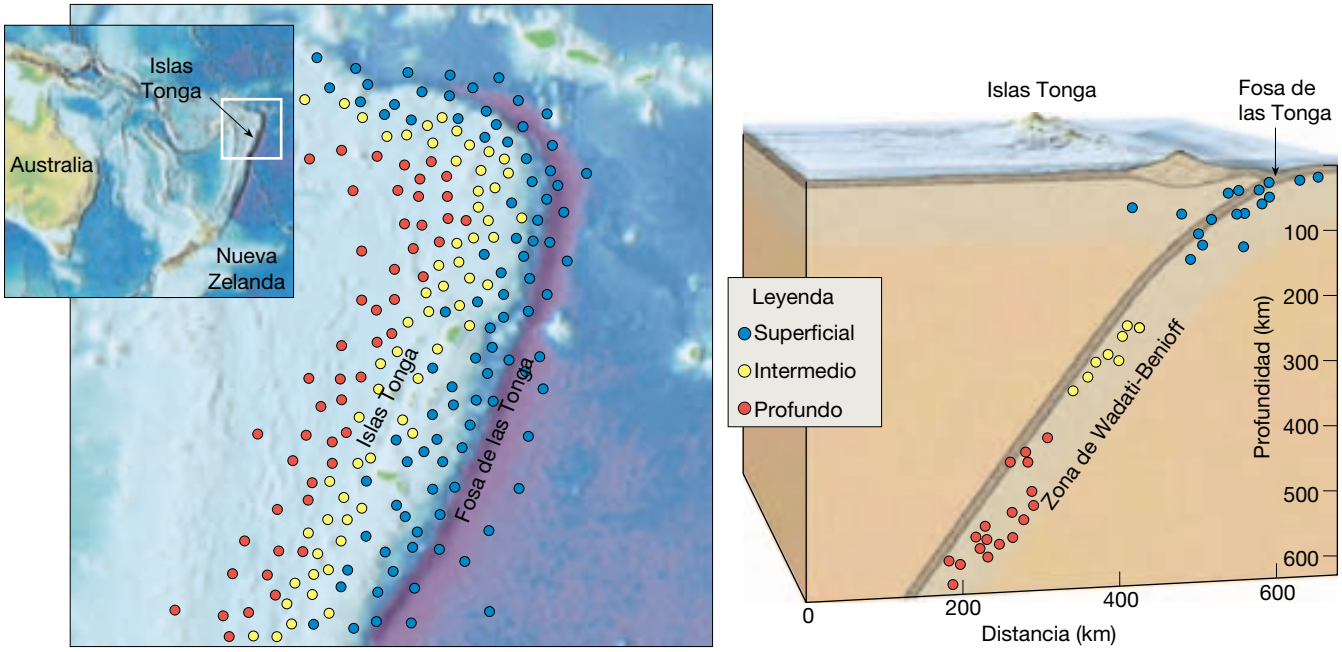
su validez. Uno de los primeros esfuerzos lo realizó un grupo de sismólogos, que fueron capaces de demostrar una buena relación entre el modelo de tectónica de placas recién desarrollado y la distribución global de los terremotos que se muestra en la Figura 11.12. En particular, esos científicos pudieron explicar la estrecha asociación entre los terremotos de foco profundo y las zonas de subducción.

Basándonos en nuestros conocimientos del mecanismo que genera la mayoría de terremotos, podría predecirse que los terremotos ocurrirán sólo en la capa fría, rígida y más externa de la Tierra. Recordemos que a medida que estas rocas se deforman, se doblan y almacenan energía elástica, como una cinta de goma estirada. Una vez la roca se ha deformado lo suficiente, se fractura, liberando la energía almacenada en forma de vibraciones sísmicas. Por el contrario, las rocas móviles calientes de la astenosfera no pueden almacenar energía elástica y, por tanto, no generarán terremotos. Hasta ahora se han observado terremotos con profundidades de casi 700 kilómetros.

La conexión única entre los terremotos con foco profundo y las fosas oceánicas se estableció mediante los estudios llevados a cabo en las islas Tonga. Cuando se representan las profundidades de los focos sísmicos y sus localizaciones dentro del arco de las Tonga, surge el modelo mostrado en la Figura 11.24. La mayoría de los terremotos superficiales se producen dentro de la fosa, o en la zona adyacente a ella, mientras que los terremotos medios o de foco profundo se producen hacia las islas Tonga.

En el modelo de la tectónica de placas, las fosas submarinas se forman allí donde las placas densas de litosfera oceánica se hunden en el manto (Figura 11.24). Los terremotos de foco superficial se producen en respuesta al plegamiento y la fracturación de la litosfera cuando empieza su descenso o a medida que la placa en subducción interacciona con la capa situada por encima. Cuanto más desciende la placa en la astenosfera, son generados terremotos de foco profundo mediante otros mecanismos. Muchas de las pruebas disponibles sugieren que los terremotos ocurren en la placa en subducción relativamente fría y no tanto en las rocas dúctiles del manto. Por debajo de los 700 kilómetros, se han registrado muy pocos terremotos, debido posiblemente a que la placa en subducción se ha calentado lo suficiente como para perder su rigidez.

Otras pruebas que respaldan el modelo de la tectónica de placas procedían de observar que los terremotos superficiales predominan a lo largo de los límites divergentes y de falla transformante. Recordemos que a lo largo de la falla de San Andrés, la mayoría de terremotos se produce en los primeros 20 kilómetros de la corteza. Puesto que las fosas oceánicas son los únicos lugares donde las placas frías de la corteza oceánica se sumergen a grandes profundidades, éstas podrían ser los únicos puntos donde se producen terremotos de foco profundo. De hecho, la ausencia de terremotos de foco profundo a lo largo de las dorsales oceánicas y las fallas transformantes apoya la teoría de la tectónica de placas.



▲ **Figura 11.24** Distribución idealizada de los focos sísmicos en las proximidades de la fosa de las Tonga. Obsérvese que los terremotos intermedios y de foco profundo se producen sólo en el interior de la litosfera que se hunde. (Modificado según B. Isacks, J. Oliver y L. R. Sykes.)

Resumen

- Los *terremotos* son vibraciones de la tierra producidas por la liberación rápida de energía desde rocas que se rompen debido a que han sido sometidas a esfuerzos que superan sus límites de resistencia. Esta energía, que adopta la forma de ondas, irradia en todas las direcciones desde el origen del terremoto, denominado *foco*. Los movimientos que producen la mayoría de los terremotos ocurren a lo largo de grandes fracturas denominadas *fallas*, que suelen estar asociadas con los bordes de placa.

- A lo largo de una falla, las rocas almacenan energía a medida que se doblan. Cuando el deslizamiento se produce en el punto más débil (el foco), el desplazamiento ejercerá un esfuerzo más lejos en la falla, que a su vez producirá más deslizamiento, así sucesivamente hasta que se libere la tensión acumulada. Se produce un terremoto cuando la roca vuelve elásticamente a su forma original. El «salto hacia atrás» de la roca se denomina *rebote elástico*. El terremoto mayor va precedido a menudo de terremotos pequeños, denominados *sismos precursores*. Los ajustes del terreno posteriores a un terremoto grande generan a menudo terremotos más pequeños denominados *réplicas*.

- Durante un terremoto se generan dos tipos principales de ondas sísmicas: (1) las *ondas superficiales* que viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra, y (2) las *ondas de cuerpo* que recorren el interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo se dividen a su vez en *ondas primarias*, o *P*, que empujan (comprimen) y tiran (expanden) de las rocas en la dirección del desplazamiento del frente de onda, y las *ondas secundarias*, o *S*, que «mueven» las partículas de 'a roca en ángulo recto con respecto a su dirección de desplazamiento. Las ondas P pueden viajar a través de sólidos, líquidos y gases. Los fluidos (gases y líquidos) no transmiten las ondas S. En cualquier material sólido, las ondas P viajan aproximadamente 1,7 veces más deprisa que las ondas S.

- El punto de la superficie de la Tierra situado directamente encima del foco de un terremoto se denomina *epicentro*. La posición del epicentro se determina hallando la diferencia de velocidades entre las ondas P y las ondas S. Utilizando la diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas P y las ondas S, puede determinarse la distancia que separa la estación de registro del terremoto. Cuando se conocen las distancias desde tres o más estaciones sísmicas, puede localizarse el epicentro utilizando un método denominado *triangulación*.

- *Existe una estrecha correlación entre los epicentros de los terremotos y los bordes de placa*. Los epicentros de los terremotos principales se encuentran a lo largo del margen externo del océano Pacífico, conocido como *cinturón circum-Pacífico*, y por los océanos de todo el mundo a lo largo del *sistema de dorsales oceánicas*.

- Los sismólogos utilizan fundamentalmente dos medidas diferentes para describir las dimensiones de un terremoto: la intensidad y la magnitud. La *intensidad* es una medida del grado de temblor del terreno en un punto determinado basada en la cantidad de daños producidos. La *escala de intensidad modificada de Mercalli* utiliza los daños a los edificios para calcular la intensidad del temblor del terreno para un terremoto local. La *magnitud* se calcula a partir de los registros sísmicos y estima la cantidad de energía liberada en el origen de un terremoto. Utilizando la *escala de Richter* se determina la magnitud de un terremoto midiendo la *amplitud* (desplazamiento máximo) de la mayor onda sísmica registrada. Para expresar la magnitud se utiliza una escala logarítmica, en la cual a un incremento de 10 en la vibración del terreno corresponde un aumento de 1 en la escala de magnitud. La *magnitud del momento* se utiliza en la actualidad para calcular las dimensiones de los terremotos medianos a grandes. Se calcula utilizando el desplazamiento medio de la falla, el área de la superficie de falla y la resistencia a la cizalla de la roca fallada.

- Los factores más obvios que determinan la cantidad de destrucción que acompaña a un terremoto son la magnitud del terremoto y su proximidad a una zona poblada. Los daños estructurales atribuibles a las vibraciones de los terremotos dependen de varios factores, entre ellos: (1) la amplitud de las ondas; (2) la duración de las vibraciones; (3) la naturaleza del material sobre el cual reposan las estructuras, y (4) el diseño de la estructura. Son efectos secundarios de los terremotos los *tsunamis*, los desplazamientos de tierra, la subsidencia del terreno y los incendios.

- En Japón, Estados Unidos, China y Rusia (países con elevado riesgo de terremotos) se realiza mucha investigación para predecir los terremotos. Todavía no se ha ideado un método fiable de predicción a corto plazo. Los pronósticos a largo plazo se basan en la pre-

misa de que los terremotos son repetitivos o cíclicos. Los sismólogos estudian la historia de los terremotos para obtener patrones, de manera que pueda predecirse su aparición. Los pronósticos a largo plazo son importantes porque proporcionan información útil para desarrollar el Uniform Building Code y ayudan a planificar el uso del terreno.

- La distribución de los terremotos proporciona pruebas consistentes para la teoría de la tectónica de placas. Un aspecto implica la estrecha relación entre los terremotos de foco profundo y las zonas de subducción. Otras pruebas implican el hecho de que sólo terremotos superficiales ocurren en los límites divergentes y de falla transformante.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es un terremoto? ¿Bajo qué circunstancias *se producen* los terremotos?
2. ¿Cómo están relacionados las fallas, los focos sísmicos y los epicentros?
3. ¿Quién fue el primero que explicó el mecanismo real por medio del cual se generan los terremotos?
4. Explique lo que se entiende por *rebote elástico.*
5. Las fallas que no están experimentando deslizamiento activo pueden considerarse «seguras». Refute o defienda esta afirmación.
6. Describa el principio de funcionamiento de un sismógrafo.
7. Enumere las principales diferencias entre las ondas P y las S.
8. Las ondas P se mueven a través de los sólidos, los líquidos y los gases, mientras que las ondas S se mueven sólo a través de sólidos. Explíquelo.
9. ¿Qué tipo de ondas sísmicas produce el mayor daño en los edificios?
10. Utilizando la Figura 11.10, determine la distancia entre un terremoto y una estación sísmica si la primera onda S llega 3 minutos después de la primera onda P.
11. Casi todos los grandes terremotos se producen en una zona del planeta conocida como la _____.
12. ¿Los terremotos de foco profundo se producen a varios centenares de kilómetros por debajo de qué rasgo notable del suelo oceánico?
13. Distinga entre la escala de Mercalli y la escala Richter.
14. Por cada incremento de 1 en la escala Richter, la amplitud de la onda aumenta _____ veces.
15. Un terremoto de valor 7 en la escala Richter libera alrededor de _____ veces más energía que un terremoto de magnitud 6.
16. Enumere 3 motivos por los que la escala de magnitud del momento ha ganado popularidad entre los sismólogos.
17. Enumere 4 factores que afectan a la magnitud de la destrucción causada por las vibraciones sísmicas.
18. ¿Qué factor contribuyó más al extenso daño que se produjo en el centro de la ciudad de México durante el terremoto de 1985?
19. El terremoto que ocurrió en Armenia en 1988 tuvo una magnitud Richter de 6,9, bastante inferior a los grandes terremotos de Alaska (1964), y de San Francisco (1906). No obstante, el coste en vidas humanas fue bastante mayor en el armenio, ¿por qué?
20. Además de la destrucción originada directamente por las vibraciones sísmicas, enumere otros tres tipos de destrucción asociados con los terremotos.
21. ¿Qué es un tsunami? ¿Cómo se genera?
22. Cite algunas razones por las cuales un terremoto de magnitud moderada podría causar más daño que un terremoto con una magnitud alta.
23. ¿Pueden predecirse los terremotos?
24. ¿Cuál es el valor de los pronósticos a largo plazo de los terremotos?
25. Describa brevemente cómo los terremotos pueden utilizarse como pruebas para la teoría de la tectónica de placas.

Términos fundamentales

«reptación de falla»
epicentro
escala de intensidad modificada de Mercalli
escala de Richter
falla
foco
hipocentro

inercia
intensidad
licuefacción
magnitud
magnitud del momento
maremoto
onda de cuerpo
onda larga u onda L
onda primaria o P
onda secundaria o S
onda superficial
rebote elástico
réplica
sismógrafo
sismograma
sismología
sismo precursor
terremoto
tsunami
vacío sísmico
zona Wadati-Benioff

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 12

El interior de la Tierra

Sondeo del interior de la Tierra
Naturaleza de las ondas sísmicas

Ondas sísmicas y estructura de la Tierra
Capas definidas por su composición
Capas definidas por sus propiedades físicas

Descubrimiento de los límites principales de la Tierra
Discontinuidad de Mohorovicic
Límite núcleo-manto
Descubrimiento del núcleo interno

La corteza

El manto

El núcleo
Densidad y composición
Origen
El campo magnético terrestre

La máquina térmica del interior de la Tierra
Flujo de calor en la corteza
Convección del manto

El interior de la Tierra está justo debajo de nosotros. Sin embargo, el acceso directo a él continúa siendo muy limitado. Los sondeos perforados en la corteza en busca de petróleo, gas y otros recursos naturales sólo alcanzan los últimos 7 kilómetros, una minúscula fracción del radio de la Tierra, que comprende 6.370 kilómetros. Incluso el sondeo de Kola, un pozo de investigación superprofundo, localizado en un punto remoto del norte de Rusia, sólo ha penetrado 12,3 kilómetros. Aunque la actividad volcánica se considera una ventana al interior de la Tierra, porque hace ascender los materiales desde abajo, permite sólo una ojeada a los 200 kilómetros más externos de nuestro planeta.

Afortunadamente los geólogos han aprendido mucho sobre la composición y la estructura de la Tierra a través de modelos de computador, por medio de experimentos de laboratorio a altas presiones y de muestras del Sistema Solar (meteoritos) que chocan con la Tierra. Además, se han obtenido muchas pistas de las condiciones físicas reinantes en el interior de nuestro planeta a través del estudio de las ondas sísmicas generadas por los terremotos y las explosiones nucleares. Cuando dichas ondas atraviesan la Tierra, llevan información a la superficie sobre los materiales que atravesaron. Por consiguiente, cuando se analizan con detenimiento, los registros sísmicos proporcionan una imagen «de rayos X» del interior de la Tierra.

Sondeo del interior de la Tierra

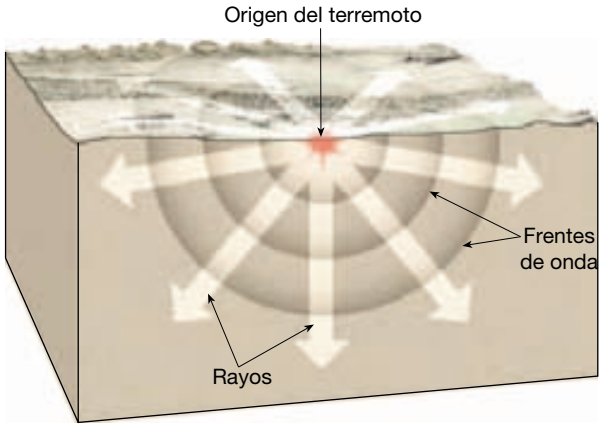
Mucho de lo que sabemos sobre el interior de nuestro planeta procede del estudio de las ondas sísmicas que cruzan la Tierra. Dicho con sencillez, la técnica consiste en la determinación precisa del tiempo que las ondas P (*compresivas*) y S (*cizalla*) necesitan para desplazarse desde un terremoto o explosión nuclear hasta una estación sismográfica. Dado que el tiempo necesario para que las ondas P y S viajen a través de la Tierra depende de las propiedades de los materiales que cruzan, los sismólogos buscan variaciones relacionadas con el tiempo de desplazamiento que no puedan explicarse únicamente por diferencias en las distancias recorridas. Esas variaciones corresponden a cambios en las propiedades de los materiales atravesados.

Un problema importante radica en que, para la obtención de tiempos de desplazamiento precisos, los sismólogos deben establecer la localización y el momento precisos de producción de un terremoto. Esto suele ser una tarea difícil, porque la mayoría de los terremotos se produce en zonas remotas. Por el contrario, el tiempo y la localización exactos de un ensayo nuclear siempre se conocen con exactitud. Pese a las limitaciones de estudiar las ondas sísmicas generadas por los terremotos, los sismólogos de la primera mitad del siglo XX fueron capaces de utilizarlas para detectar las principales capas de la Tierra. No fue hasta principios de los años 60, cuando las pruebas nucleares estaban en su apogeo y se desplegaron redes consistentes en centenares de sismógrafos muy sensibles, cuando se establecieron con certeza las estructuras más finas del interior de la Tierra.

Naturaleza de las ondas sísmicas

Para examinar la composición y la estructura de la Tierra, primero debemos estudiar algunas de las propiedades básicas de la transmisión de las ondas, o *propagación*. Como se indicó en el Capítulo 11, la energía sísmica viaja desde su origen en todas las direcciones en forma de ondas. (Con fines descriptivos, la práctica común es considerar el camino seguido por estas ondas como *rayos*, o líneas trazadas en perpendicular al frente de la onda, como se muestra en la Figura 12.1.) Entre las características significativas de las ondas sísmicas se cuentan:

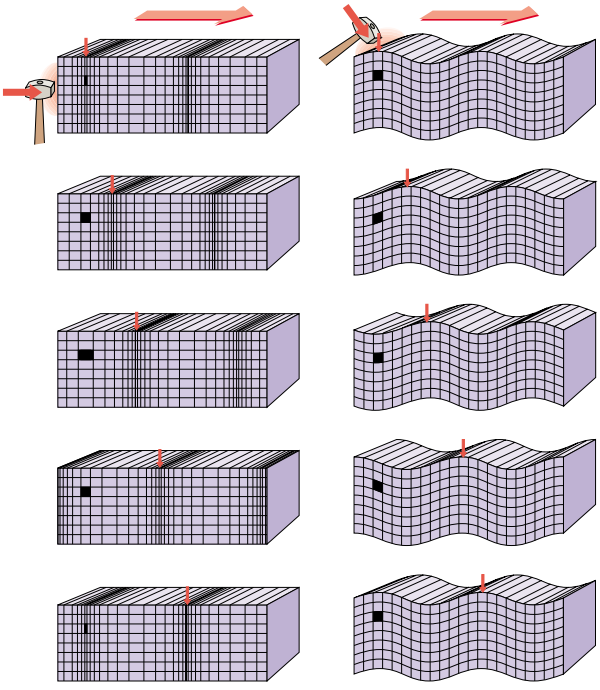
1. La velocidad de las ondas sísmicas depende de la densidad y la elasticidad de los materiales que atraviesan. Las ondas sísmicas viajan más deprisa en los materiales rígidos, que retornan elásticamente a sus formas originales cuando cesa el esfuerzo causado por una onda sísmica. Por ejemplo, una roca cristalina transmite las ondas sísmicas más deprisa que una capa de lodo no consolidada.
2. Dentro de una capa determinada, la velocidad de las ondas sísmicas aumenta generalmente con la profundidad, porque la presión aumenta y comprime la roca transformándola en un material elástico más compacto.
3. Las ondas compresivas (ondas P), que vibran hacia atrás y hacia delante en el mismo plano que



▲ **Figura 12.1** La energía sísmica viaja en todas las direcciones desde el origen de un terremoto (foco). La energía puede representarse en forma de frentes de onda en expansión o de rayos perpendiculares a los frentes de onda.

su dirección de movimiento, son capaces de propagarse a través de líquidos, así como de sólidos, porque, cuando están comprimidos, esos materiales se comportan elásticamente, es decir, se oponen a un cambio de volumen y, como una tira de goma, vuelven a su forma original cuando pasa la onda (Figura 12.2A).

4. Las ondas de cizalla (ondas S), que vibran en ángulo recto con respecto a su dirección de desplazamiento, no pueden propagarse a través de los líquidos, porque, a diferencia de los sólidos, los líquidos no se oponen a la cizalla (Figura 12.2B). Es decir, cuando los líquidos son sometidos a fuerzas que actúan para cambiar sus formas, simplemente fluyen.
5. En todos los materiales, las ondas P viajan más deprisa que las ondas S.



▲ **Figura 12.2** Transmisión de las ondas P y las ondas S a través de un sólido. **A.** El paso de las ondas P hace que el material experimente compresiones y expansiones alternas. **B.** El paso de las ondas S produce un cambio de forma sin modificar el volumen del material. Dado que los líquidos se comportan elásticamente cuando son comprimidos (recuperan su forma original cuando cesa el esfuerzo), transmitirán las ondas P. Sin embargo, ya que los líquidos no permiten los cambios de forma, las ondas S no se pueden transmitir a través de los líquidos. (Tomado de O. M. Phillips, *The Heart of the Earth,* San Francisco, Freeman, Cooper y Co., 1968.)

6. Cuando las ondas sísmicas pasan de un material a otro, la trayectoria de la onda se refracta*. Además, la **discontinuidad** (el límite entre los dos materiales diferentes) refleja algo de la energía. Esto es similar a lo que ocurre a la luz cuando pasa del aire al agua.

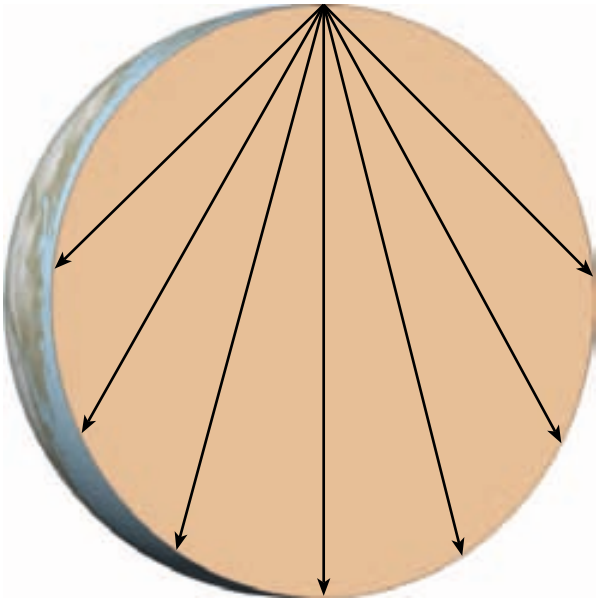
Por tanto, dependiendo de la naturaleza de las capas a través de las cuales pasen, las ondas sísmicas van más rápidas o más lentas, y pueden refractarse o reflejarse. Estos cambios medibles en los movimientos de las ondas sísmicas permiten a los sismólogos sondear el interior de la Tierra.

Ondas sísmicas y estructura de la Tierra



El interior de la Tierra
▼ Ondas sísmicas y estructura de la Tierra

Si la Tierra fuera un cuerpo perfectamente homogéneo, las ondas sísmicas se propagarían a través de él en todas las direcciones, como se muestra en la Figura 12.3. Esas ondas sísmicas viajarían en línea recta a una velocidad constante. Sin embargo, esto no es así en el caso de la Tierra. De hecho, ocurre que las ondas sísmicas que llegan a los sismógrafos localizados en los puntos más alejados de un terremoto viajan a velocidades medias mayores que las



▲ **Figura 12.3** Las ondas sísmicas viajarían en línea recta a través de un planeta hipotético con propiedades uniformes y a velocidades constantes. Compárese con la Figura 12.4.

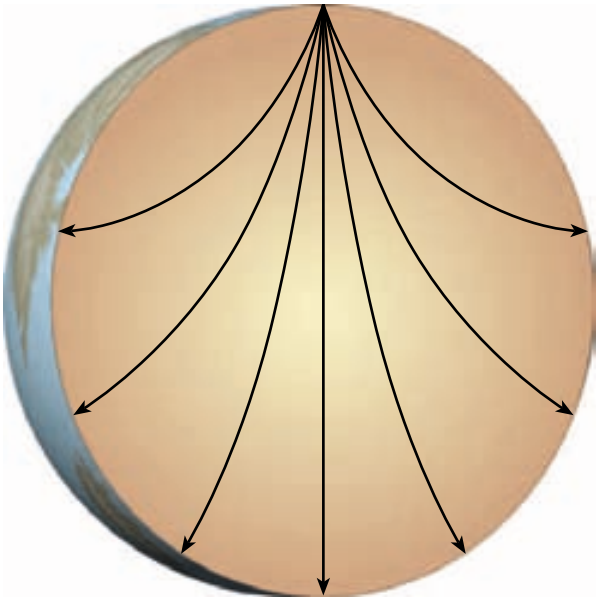
* Se produce refracción siempre que el rayo no se desplace perpendicularmente al límite entre dos medios.

que se registran en localizaciones más próximas al acontecimiento. Este incremento general de la velocidad con la profundidad es una consecuencia del aumento de presión, que potencia las propiedades elásticas de las rocas profundamente enterradas. Como consecuencia, los caminos seguidos por los rayos sísmicos a través de la Tierra se refractan de la manera mostrada en la Figura 12.4.

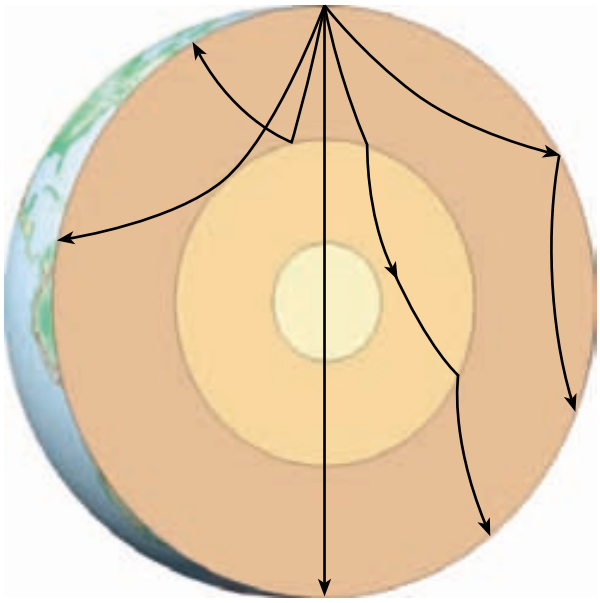
Cuando se desarrollaron sismógrafos más sensibles, resultó más evidente que, además de cambios graduales en las velocidades de las ondas sísmicas, también se producen cambios de velocidad bastante abruptos a profundidades concretas. Dado que estas discontinuidades se detectaron en todo el mundo, los sismólogos llegaron a la conclusión de que la Tierra debía estar compuesta por distintas capas con propiedades mecánicas o composicionales, o ambas cosas, variables (Figura 12.5).

Capas definidas por su composición

La separación en capas de distinta composición se produjo probablemente por la estratificación por densidades que tuvo lugar durante el período de fusión parcial de las primeras etapas de la historia de la Tierra. Durante este período, los elementos más pesados, principalmente el hierro y el níquel, se fueron hundiendo a medida que los componentes rocosos más ligeros flotaban hacia arriba. Esta segregación del material sigue ocurriendo todavía, pero a un ritmo mucho más reducido. Debido a esta diferenciación química, el interior de la Tierra no es homogéneo. Antes bien, consiste en tres regiones principales



▲ **Figura 12.4** Trayectorias de las ondas a través de un planeta donde la velocidad aumenta con la profundidad.



▲ **Figura 12.5** Unas pocas de las muchas trayectorias posibles que los rayos sísmicos siguen a través de la Tierra.

que tienen composiciones químicas notablemente diferentes (Figura 12.6).

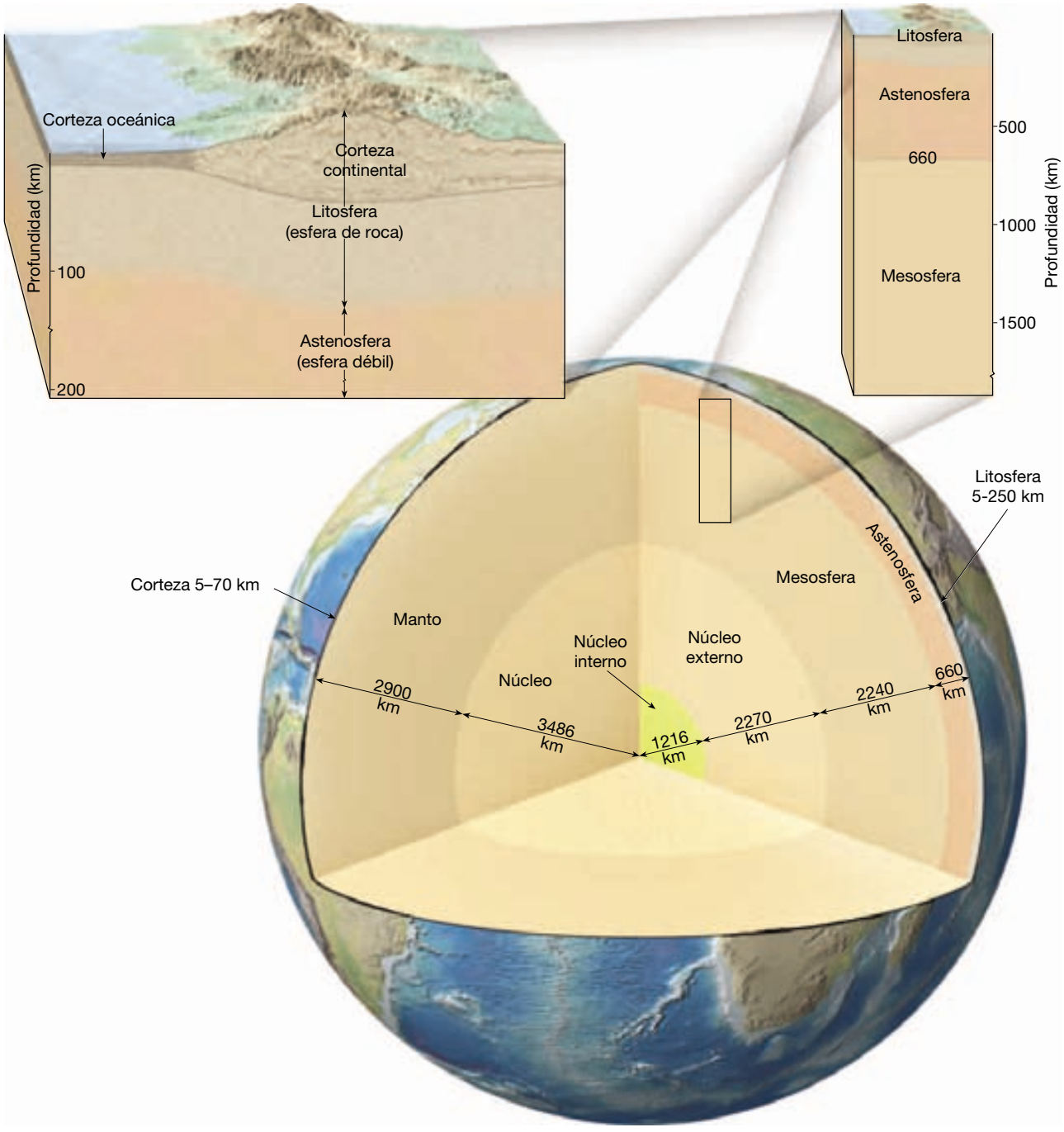
Las principales capas que componen la Tierra son:

- la **corteza,** capa externa comparativamente fina cuyo grosor oscila entre 3 kilómetros, en las cordilleras oceánicas, y 70 kilómetros, en algunos cinturones montañosos como los Andes y el Himalaya;
- el **manto,** una capa de roca sólida (rica en sílice) que se extiende hasta una profundidad de unos 2.900 kilómetros;
- el **núcleo,** una esfera rica en hierro con un radio de 3.486 kilómetros.

Consideraremos la composición y la estructura de estas divisiones principales del interior de la Tierra en una sección posterior de este capítulo.

Capas definidas por sus propiedades físicas

El interior de la Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad. Los cálculos sitúan la temperatura a una profundidad de 100 kilómetros entre los 1.200 °C y los 1.400 °C, mientras que la temperatura del centro de la Tierra supera los 6.700 °C. Está claro que el interior de la Tierra ha retenido gran parte de la energía adquirida durante los años en que se formó, a pesar de que el calor fluye de manera continua hacia la superficie, donde se pierde en el es-



▲ **Figura 12.6** Vistas de la estructura estratificada de la Tierra. El lado izquierdo de la sección transversal principal muestra que el interior de la Tierra se divide en tres capas diferentes según las diferencias composicionales: la corteza, el manto y el núcleo. El lado derecho de la sección transversal del globo representa las cinco principales capas del interior de la Tierra según sus propiedades físicas y, por tanto, su resistencia mecánica: la litosfera, la astenosfera, la mesosfera, el núcleo externo y el núcleo interno. Los diagramas en bloque encima de la sección transversal del globo muestran una vista ampliada de la porción superior del interior de la Tierra.

pacio. El aumento de la presión con la profundidad provoca un incremento correspondiente de la densidad de las rocas.

El aumento gradual de la temperatura y la presión con la profundidad afecta las propiedades físicas y, por tanto, el comportamiento mecánico de los materiales terrestres. Cuando se calienta una sustancia, sus enlaces químicos se debilitan y su resistencia mecánica (resistencia a la deformación) se reduce. Si la temperatura supera el pun-

to de fusión de un material terrestre, los enlaces químicos del material se rompen y se produce la fusión. Si la temperatura fuera el único factor que determina si una sustancia se funde, nuestro planeta sería una esfera fundida cubierta por una corteza externa delgada y sólida. Sin embargo, la presión también aumenta con la profundidad y tiende a incrementar la resistencia de las rocas. Además, puesto que la fusión va acompañada de un aumento del volumen, se produce a temperaturas más elevadas en profundidad debido a la mayor presión de confinamiento. Por tanto, según el entorno físico (temperatura y presión), un material terrestre particular puede comportarse como un sólido frágil, deformarse como la masilla o incluso fundirse y convertirse en líquido.

La Tierra puede dividirse en cinco capas principales según sus propiedades físicas y, por tanto, su resistencia mecánica: la *litosfera*, la *astenosfera*, la *mesosfera* (*manto inferior*), el *núcleo externo* y el *núcleo interno*.

Litosfera y astenosfera Según sus propiedades físicas, la capa más externa de la Tierra está formada por la corteza y el manto superior y forma un caparazón relativamente frío y rígido. Aunque esta capa está compuesta por materiales con composiciones químicas notablemente diferentes, tiende a actuar como una unidad que exhibe un comportamiento rígido, principalmente porque es fría y, por tanto, fuerte. Esta capa, denominada **litosfera** (*esfera de roca*), tiene un grosor medio de 100 kilómetros, pero puede extenderse 250 kilómetros o más por debajo de las porciones más antiguas de los continentes (Figura 12.6). Dentro de las cuencas oceánicas, la profundidad de la litosfera es de sólo unos pocos kilómetros debajo de las dorsales oceánicas y aumenta hasta casi 100 kilómetros en las regiones de la corteza oceánica más antiguas y más frías.

Debajo de la litosfera, en el manto superior (a una profundidad de unos 660 kilómetros), se extiende una capa blanda, relativamente débil, conocida como **astenosfera** (*esfera débil*). En la parte superior de la astenosfera se dan unas condiciones de temperatura/presión que provocan una pequeña cantidad de fusión. Dentro de esta zona de debilidad, la litosfera está mecánicamente despegada de la capa inferior. El resultado es que la litosfera puede moverse con independencia de la astenosfera, un tema que consideraremos en el próximo capítulo.

Es importante destacar que la resistencia de los diversos materiales terrestres es en función de su composición, así como de la temperatura y la presión de su entorno. No debe sacarse la idea de que toda la litosfera se comporta como un sólido frágil parecido a las rocas que se encuentran en la superficie. Antes bien, las rocas de la litosfera se calientan y se debilitan (se deforman más fácilmente) progresivamente al aumentar la profundidad. A la profundidad de la astenosfera superior, las rocas están lo suficientemente cerca de su temperatura de fusión (de hecho, puede producirse algo de fusión) como para que se deformen con facilidad. Por tanto, la astenosfera superior es débil porque está cerca de su punto de fusión, de la misma manera que la cera caliente es más plástica que la cera fría.

Mesosfera o manto inferior Por debajo de la zona de debilidad de la astenosfera superior, la mayor presión contrarresta los efectos de la temperatura más elevada y las rocas son gradualmente más resistentes con la profundidad. Entre las profundidades de 660 kilómetros y 2.900 kilómetros, se encuentra una capa más rígida llamada **mesosfera** (*esfera media*) o **manto inferior** (Figura 12.6). A pesar de su resistencia, las rocas de la mesosfera están todavía muy calientes y pueden fluir de una manera muy gradual.

Núcleo interno y externo El núcleo, que está compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel, se divide en dos regiones que exhiben resistencias mecánicas muy diferentes (Figura 12.6). El **núcleo externo** es una capa *líquida* de 2.270 kilómetros de espesor. El flujo convectivo del hierro metálico en el interior de esta zona es el que genera el campo magnético de la Tierra. El **núcleo interno** es una esfera con un radio de 3.486 kilómetros. A pesar de su temperatura más elevada, el material del núcleo interno es más fuerte (debido a la inmensa presión) que el núcleo externo y se comporta como un *sólido*.

Descubrimiento de los límites principales de la Tierra

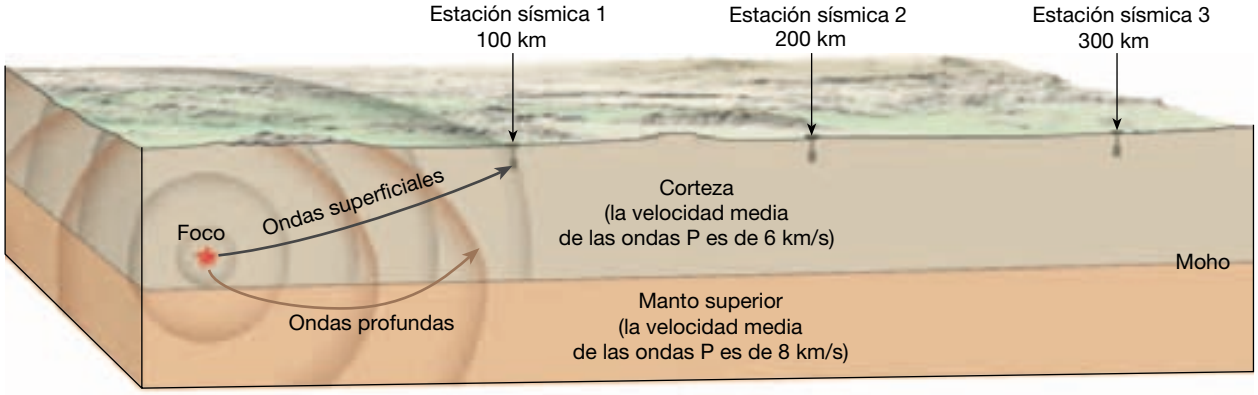
Durante el siglo XIX, se fueron compilando y analizando los datos sismológicos recogidos en muchas estaciones sismográficas. A partir de esta información, los sismólogos han desarrollado una imagen detallada del interior de la Tierra (Figura 12.6). Este modelo está siendo continuamente ajustado a medida que se dispone de más datos y que se emplean nuevas técnicas sísmicas. Además, los estudios de laboratorio que determinan experimentalmente las propiedades de los diversos materiales de la Tierra bajo los ambientes extremos de las zonas profundas de nuestro planeta, añaden información a nuestro conocimiento.

Discontinuidad de Mohorovicic

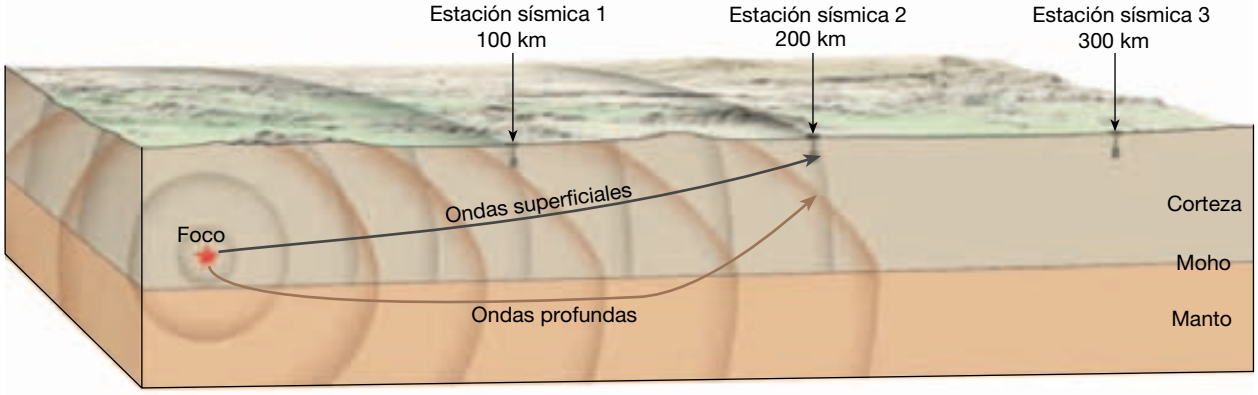
En 1909, un pionero sismólogo yugoslavo, Andrija Mohorovicic, presentaba la primera prueba convincente de la distribución en capas del interior de la Tierra. El límite que descubrió separa los materiales de la corteza de las rocas de composición diferente del manto subyacente y se

denominó **discontinuidad de Mohorovicic** en su honor. Por razones obvias, el nombre de este límite rápidamente se abrevió a **Moho.**

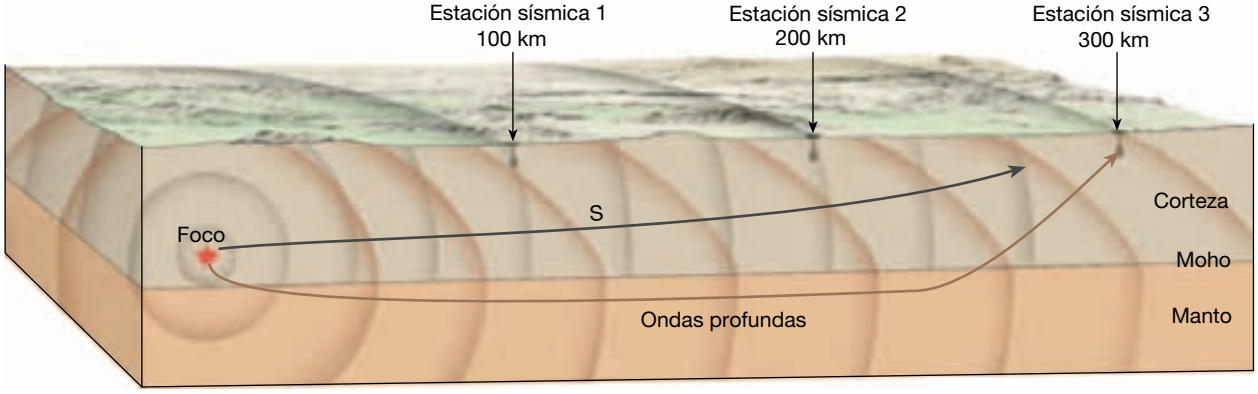
Mediante un examen minucioso de los sismogramas de los terremotos superficiales, Mohorovicic descubrió que las estaciones sismográficas alejadas más de 200 kilómetros de un terremoto obtenían velocidades medias apreciablemente mayores para las ondas P que las estaciones localizadas más cerca del sismo (Figura 12.7). En particular, la velocidad media de las ondas P, que eran las primeras en llegar a las estaciones más próximas, era de unos 6 kilómetros por segundo. Por el contrario, la energía sísmica registrada en estaciones más distantes viajaba a velocidades aproximadas a los 8 kilómetros por segun-



A. Momento 1 - Las ondas superficiales más lentas llegan primero a la estación sísmica 1



B. Momento 2 - Las ondas superficiales más lentas llegan primero a la estación sísmica 2

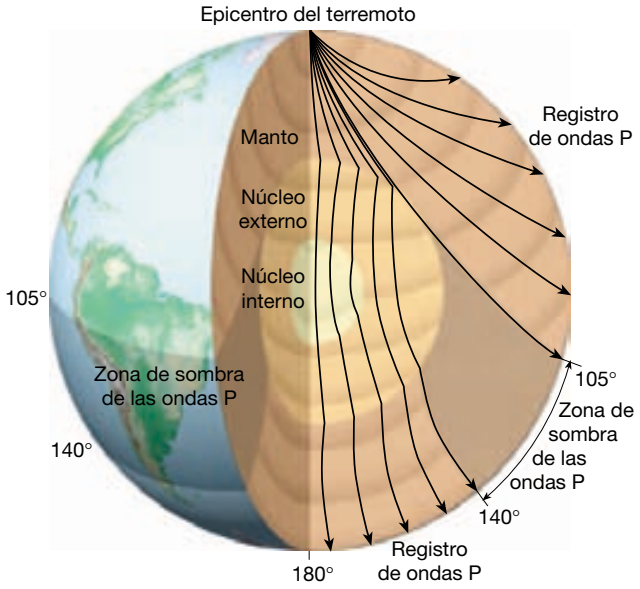


C. Momento 3 - Las ondas más profundas y más rápidas llegan primero a la estación sísmica 3

▲ **Figura 12.7** Trayectorias idealizadas de las ondas sísmicas que viajan desde el foco de un terremoto a tres estaciones sismográficas. En **A** y **B**, puede verse que las dos estaciones de registro más próximas reciben primero las ondas más lentas, porque las ondas viajaron una distancia más corta. Sin embargo, como se muestra en **C**, después de 200 kilómetros, las primeras ondas recibidas atravesaron el manto, que es una zona de mayor velocidad.

do. Este brusco salto de velocidad no encajaba con el modelo general que se había observado previamente. A partir de esos datos, Mohorovicic concluyó que por debajo de 50 kilómetros existía una capa con propiedades notablemente diferentes de las correspondientes a la capa más externa de la Tierra.

En la Figura 12.7 se ilustra cómo Mohorovicic llegó a esta importante conclusión. Nótese que la primera onda que alcanzó el sismógrafo localizado a 100 kilómetros del epicentro siguió la ruta más corta directamente a través de la corteza. Sin embargo, en el sismógrafo localizado a 300 kilómetros del epicentro, la primera onda P que llegó viajó a través del manto, una zona de mayor velocidad. Por tanto, aunque esta onda viajó una distancia mayor, alcanzó el instrumento de registro antes de que lo hicieran los rayos que siguieron la ruta más directa. Esto se debe a que una gran parte de su viaje la realizó a través de una región cuya composición facilitaba el desplazamiento de las ondas sísmicas. Este principio es análogo al de tomar un atajo alrededor de una gran ciudad durante una hora punta. Aunque esta vía alternativa es más larga, puede ser más rápida.



▲ **Figura 12.8** El brusco cambio de propiedades físicas que se produce en el límite núcleo-manto hace que las trayectorias de las ondas se desvíen notablemente, lo que se traduce en una zona de sombra para las ondas P entre unos 105° y unos 140°.

Límite núcleo-manto

Unos pocos años después, en 1914, el sismólogo alemán Beno Gutenberg estableció la localización de otro límite importante*. Este descubrimiento se basó fundamentalmente en la observación de que las ondas P disminuyen y finalmente desaparecen por completo a unos 105° desde un terremoto (Figura 12.8). Luego, alrededor de 140° más lejos, reaparecen, pero unos 2 minutos después de lo que cabría esperar en función de la distancia recorrida. Este cinturón, donde las ondas sísmicas directas están ausentes, tiene una anchura de unos 35° y se ha denominado **zona de sombra de las ondas P**** (Figura 12.8).

Gutenberg y otros investigadores antes que él se dieron cuenta de que la zona de sombra de la onda P podría explicarse si la Tierra contuviera un núcleo compuesto de un material diferente al del manto suprayacente. El núcleo, que Gutenberg calculó localizado a una profundidad de 2.900 kilómetros, debe obstaculizar la transmisión de las ondas P de algún modo similar a como los rayos de luz son bloqueados por un objeto que emite una sombra. Sin embargo, lo que realmente ocurre no es que las ondas P se interrumpan, sino que la zona de sombra se produce por la refracción de dichas ondas, que entran en el núcleo como se muestra en la Figura 12.8.

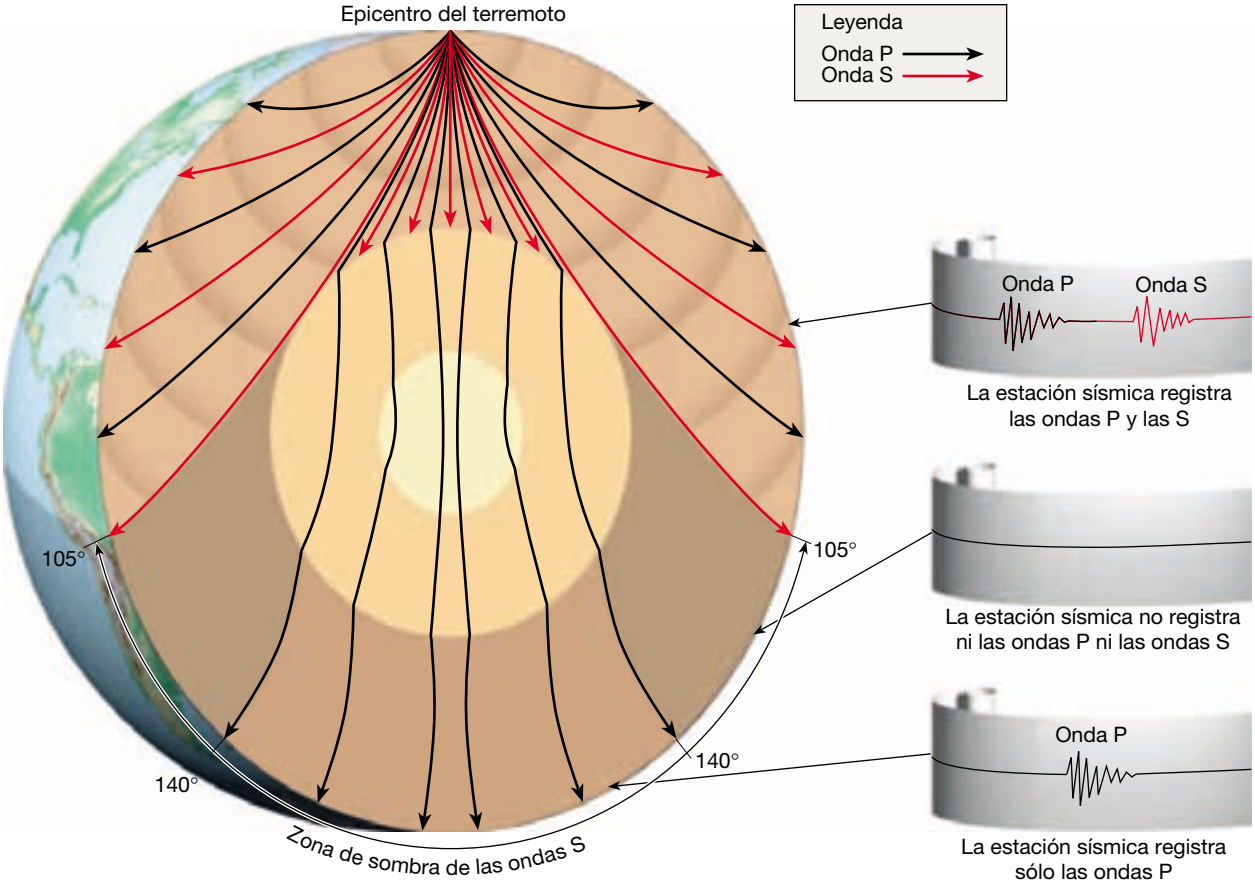
Más adelante, se determinó que las ondas S no atraviesan el núcleo. Este hecho indujo a los geólogos a concluir que, al menos una parte de esta región, es líquida (Figura 12.9). Esta conclusión fue apoyada ulteriormente por la observación de que las velocidades de las ondas P disminuyen de manera súbita, aproximadamente un 40 por ciento, cuando entran en el núcleo. Dado que la fusión reduce la elasticidad de las rocas, esta evidencia apunta a la existencia de una capa líquida por debajo del manto rocoso.

Descubrimiento del núcleo interno

En 1936, Inge Lehmann, una sismóloga danesa, predijo la última subdivisión importante del interior de la Tierra (*véase* Recuadro 12.1). Lehmann descubrió una nueva región de reflexión y refracción sísmicas dentro del núcleo. Por consiguiente, se descubrió un núcleo dentro del núcleo. El tamaño del núcleo interno no se estableció con precisión hasta principios de los años sesenta, cuando se llevaron a cabo las pruebas nucleares subterráneas en Nevada. Al conocerse la localización y el momento exactos de las explosiones, los ecos de las ondas sísmicas que rebotaban del núcleo interior proporcionaron una medida precisa para determinar su tamaño (Figura 12.10).

* El límite núcleo-manto había sido predicho por R. D. Oldham en 1906, pero sus argumentos a favor de un núcleo central no fueron, en general, bien aceptados.

** A medida que se desarrollaron instrumentos más sensibles, se detectaron ondas P débiles y retrasadas que entraban en esta zona mediante reflexión.



▲ **Figura 12.9** Vista del interior de la Tierra que muestra las trayectorias de las ondas P y S. Cualquier punto situado a más de 105° del epicentro del terremoto no recibirá ondas S directas, ya que el núcleo externo no las transmitirá. Aunque tampoco hay ondas P después de los 105°, esas ondas son registradas más allá de los 140°, como se muestra en la Figura 12.8.

A partir de estos datos, se descubrió que el núcleo interno tiene un radio de unos 1.216 kilómetros. Además, las ondas P que atraviesan el núcleo interno tienen velocidades medias apreciablemente más rápidas que las que sólo penetran en el núcleo externo. El aparente aumento de elasticidad del núcleo interno es una prueba de que esta región más interna es sólida.

En las últimas décadas, los avances en sismología y mecánica de rocas han permitido grandes refinamientos del modelo del interior de la Tierra que se ha presentado hasta aquí. A continuación consideraremos algunos de ellos, así como otras propiedades de las divisiones principales, entre ellas sus densidades y composiciones.

La corteza

La corteza de la Tierra tiene un grosor medio inferior a 20 kilómetros, lo que la convierte en la más fina de las divisiones terrestres (Figura 12.6). A lo largo de esta delgada capa, parecida a la cáscara de un huevo, existen grandes variaciones de grosor. Las rocas de la corteza en el interior estable de los continentes tienen un grosor de 35 a 40 kilómetros. Sin embargo, en unas pocas regiones montañosas excepcionalmente destacadas, la corteza alcanza su mayor espesor, superando los 70 kilómetros. La corteza oceánica es mucho más delgada, entre 3 y 15 kilómetros de grosor y un grosor medio de 7 kilómetros. Además, las rocas de la corteza de las cuencas oceánicas profundas son diferentes, desde el punto de vista de su composición, de sus compañeras continentales.

Las rocas continentales tienen una densidad* media de alrededor de unos 2,7 g/cm^3, y se han descubierto algunas que superan los 4.000 millones de años de antigüedad. A partir de los estudios sísmicos y de las observaciones directas, se calcula que la composición media de las rocas continentales es comparable a la de las rocas ígneas

* El agua líquida tiene una densidad de 1 g/cm^3; por consiguiente, las rocas de la corteza tienen una densidad casi tres veces la del agua.



Recuadro 12.1 ▶ Entender la Tierra

Inge Lehmann: una geofísica pionera*

Inge Lehmann fue una científica pionera en una época en la que pocas mujeres tenían carreras de ciencias y matemáticas (Figura 12.A). Nacida en Dinamarca en 1888, Lehmann tuvo una vida larga y productiva que incluyó importantes contribuciones a nuestro conocimiento del interior de la Tierra. Murió en 1993 a los 105 años de edad.

Después de estudiar la licenciatura en la Universidad de Copenhague y en la Universidad de Cambridge, Lehmann obtuvo dos master de la Universidad de Copenhague: uno en matemáticas en 1920 y otro en geodesia en 1928. En los años posteriores estudió en Alemania, Francia, Bélgica y los Países Bajos.

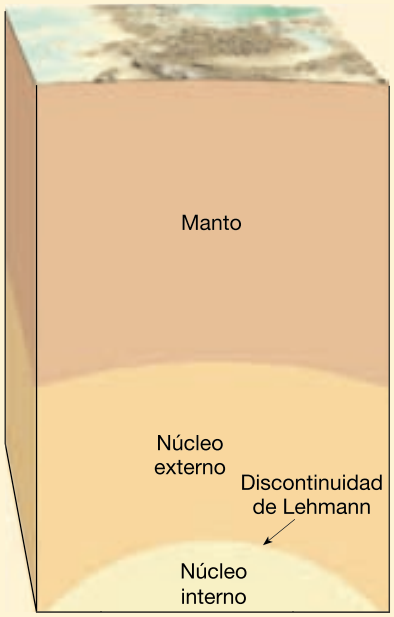


▲ **Figura 12.A** Inge Lehmann, 1888-1993. (Foto cortesía de Susan M. Landon.)

La carrera de Inge Lehmann en sismología empezó en 1925, cuando ayudó a establecer las redes sísmicas en Dinamarca y Groenlandia. Tres años después, en 1928, fue nombrada primera directora del departamento de sismología del Real Instituto Geodésico Danés, un cargo que mantuvo durante 25 años. Registraba, analizaba y catalogaba los sismogramas de Dinamarca y Groenlandia y publicaba boletines sísmicos.

Un artículo que publicó en 1936 fue el que estableció su lugar en la historia de la geofísica. Conocido simplemente como *P'* (*P prima*), en el artículo se identificaba una nueva región de reflexión y refracción sísmicas en el interior de la Tierra, ahora denominado la *discontinuidad de Lehmann* (Figura 12.B). Gracias a su escrutinio riguroso de los registros sísmicos, Lehmann había descubierto el límite que divide el núcleo terrestre en partes internas y externas.

Lehmann recibió muchos honores en reconocimiento por sus logros extraordinarios. Entre ellos se cuentan la Medalla de Oro de la Real Academia de Ciencias de Dinamarca en 1965, la medalla Bowie de la Unión Geofísica de Norteamérica en 1971 y la medalla de la Sociedad Sismológica de Norteamérica en 1977. En 1997, la Unión Geofísica de Norteamérica (AGU) creó la medalla Lehmann en reconocimiento de la sobresaliente investigación sobre la estructura, la composición y la dinámica del manto y el núcleo terrestres. Fue la primera medalla otorgada por la AGU que recibe el nombre de una mujer y la primera que recibe el nombre de alguien que trabajó fuera de los Estados Unidos.

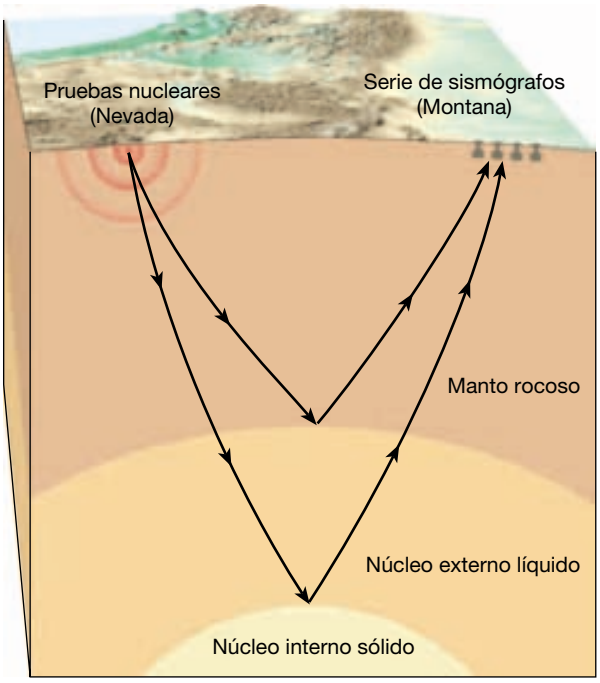


▲ **Figura 12.B** Localización de la discontinuidad de Lehmann.

* Este recuadro fue preparado por Nancy L. Lutgens.

félsicas de tipo *granodiorita*. Como esta última, la corteza continental es rica en los elementos sodio, potasio y silicio. Aunque son abundantes numerosas intrusiones graníticas y rocas metamórficas químicamente equivalentes, en los continentes se encuentran también con frecuencia grandes afloramientos de rocas basálticas y andesíticas. Además, se cree que la corteza inferior tiene una composición similar al basalto.

Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (unos 3,0 g/cm^3) que las rocas continentales. Las cuencas oceánicas profundas yacen debajo de 4 kilómetros de agua de mar, así como de centenares de metros de sedimento. Por tanto, hasta hace poco, los geólogos tenían que depender de pruebas indirectas (como algunas unidades geológicas que se pensaba que eran restos de corteza oceánica que cabalgaban hacia tierra) para calcular la composición de esta región inaccesible. Con el desarrollo de barcos oceanográficos, se hizo posible recuperar muestras de sondeos del suelo oceánico profundo. Como se había previsto, las muestras obtenidas estaban compuestas fundamentalmente por *basalto*. Recordemos que las erupciones volcánicas de lavas basálticas han generado muchas islas, como la cadena de Hawaii, localizadas dentro de las cuencas oceánicas profundas.



▲ **Figura 12.10** Se utilizaron los tiempos de desplazamiento de las ondas sísmicas generadas en pruebas nucleares para medir con exactitud la profundidad del núcleo interno. Una serie de sismógrafos localizados en Montana detectó los «ecos» que rebotaron desde el límite del núcleo interno.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En comparación con la corteza continental, la corteza oceánica es bastante delgada. ¿Alguna vez se ha intentado perforarla para obtener una muestra del manto?

Sí. El proyecto Mohole se inició en 1958 para recuperar una muestra de material procedente del manto terrestre perforando un agujero que atravesara la corteza de la Tierra hasta la *discontinuidad de Mohorovicic* o *Moho*. El plan era perforar Moho para obtener información valiosa acerca de la edad, la composición y los procesos internos de la Tierra. A pesar de una fase de pruebas satisfactoria, la perforación se detuvo porque el control del proyecto fue de una organización a otra hasta que el Congreso, oponiéndose al aumento de los costes, suspendió el proyecto a finales de 1966, antes de que pudiera llevarse a cabo la Fase II. Aunque el proyecto Mohole no alcanzó su propósito, sí mostró que la perforación oceánica profunda era un modo viable de obtener muestras geológicas. Desde la desaparición del Mohole, se han emprendido varios programas relacionados, el más reciente de los cuales es el Ocean Drilling Program, que proporciona información valiosa sobre la historia de la Tierra.

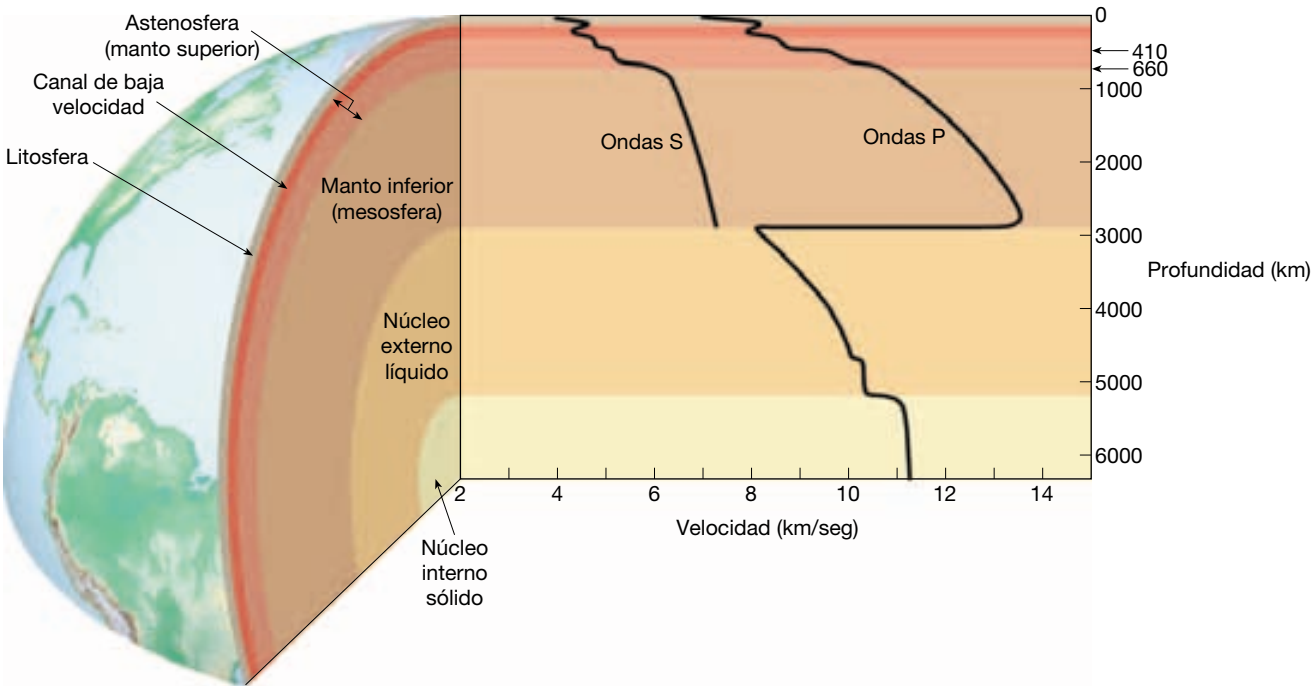
El manto

Aproximadamente el 82 por ciento del volumen terrestre está contenido dentro del manto, una capa gruesa de casi 2.900 kilómetros de espesor formada por rocas silicatadas que se extiende desde la base de la corteza (Moho) hasta el núcleo externo líquido. Nuestro conocimiento de la composición del manto procede de datos experimentales y del examen de material traído a la superficie por la actividad volcánica. En concreto, se piensa a menudo que las rocas que constituyen las chimeneas de kimberlita, en las cuales se encuentran a veces diamantes, tienen su origen en profundidades próximas a los 200 kilómetros, muy en el interior del manto. Los depósitos de kimberlita están compuestos por *peridotitas*, rocas que contiene hierro y silicatos ricos en magnesio, fundamentalmente olivino y piroxeno, junto con cantidades menores de granate. Además, dado que las ondas S viajan fácilmente a través del manto, sabemos que este último se comporta como un sólido elástico. Por tanto, el manto se describe como una capa rocosa sólida, cuya porción superior tiene la composición de la roca ultramáfica peridotita.

El manto se divide en *mesosfera* o *manto inferior*, que se extiende desde el límite núcleo-manto hasta una profundidad de 660 kilómetros; y *astenosfera* o *manto superior*, que continúa hasta la base de la corteza. Además, se han identificado otras subdivisiones. A una profundidad de unos 410 kilómetros se produce un aumento relativamente abrupto de la velocidad sísmica (Figura 12.11). Mientras el límite corteza-manto representa un cambio de composición, la zona de aumento de velocidad sísmica al nivel de los 410 kilómetros se debe a un *cambio de fase*. (Se produce un cambio de fase cuando la estructura cristalina de un mineral se modifica en respuesta a cambios de la temperatura o de la presión, o ambas cosas.) Los estudios de laboratorio demuestran que el mineral rico en magnesio *olivino* ($MgSiO_4$), que es uno de los constituyentes principales de la peridotita, se transformará en el mineral de alta presión más compacto *espinela*, a las presiones experimentadas a esta profundidad (Figura 12.12). Este cambio a una forma cristalina más densa explica el aumento observado de las velocidades sísmicas.

Se ha detectado otro límite dentro del manto como consecuencia de variaciones en la velocidad sísmica a una profundidad de 660 kilómetros (Figura 12.11). A esa profundidad, se cree que el mineral espinela experimenta una transformación al mineral perovskita (Mg, Fe) SiO_3. Se cree que la perovskita domina en el manto inferior, por lo que quizá sea el mineral más abundante de la Tierra.

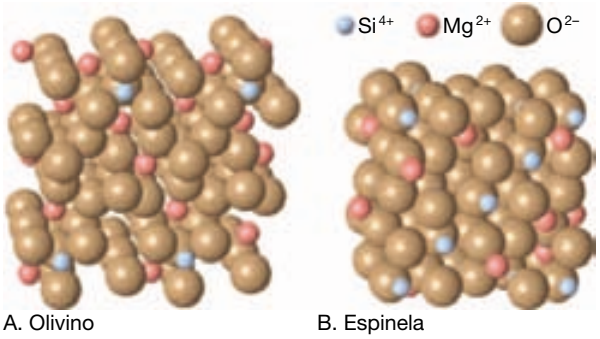
En los aproximadamente 200 kilómetros inferiores del manto, existe una región importante conocida como **capa D″.** Recientemente, se ha publicado que las ondas



▲ **Figura 12.11** Variaciones en la velocidad de las ondas P y las ondas S con la profundidad. Los cambios bruscos en la velocidad media de las ondas delinean las características principales del interior de la Tierra. A una profundidad de unos 100 kilómetros, un marcado descenso de la velocidad de las ondas corresponde a la parte superior del canal de baja velocidad. Se producen otros dos cambios en las curvas de velocidad en el manto superior a profundidades de unos 410 y 660 kilómetros. Se piensa que estas variaciones están causadas por minerales que han experimentado cambios de fase, antes que ser consecuencia de diferencias de composición. El descenso brusco de la velocidad de las ondas P y la ausencia de ondas S a 2.900 kilómetros marca el límite núcleo-manto. El núcleo externo líquido no transmitirá las ondas S y la propagación de las ondas P disminuye de velocidad dentro de esta capa. Cuando las ondas P entran en el núcleo interno sólido, su velocidad aumenta de nuevo. (Datos de Bruce A. Bolt.)

sísmicas que atraviesan algunas partes de la capa D″ experimentan un notable descenso en las velocidades de las ondas P. Hasta ahora, la mejor explicación para este fenómeno es que la capa inferior del manto esté parcialmente fundida al menos en algunos lugares.

Si existen, estas zonas de roca parcialmente fundida son muy importantes, porque serían capaces de transportar calor desde el núcleo al manto inferior de una manera mucho más eficaz que la roca sólida. Un ritmo elevado de flujo de calor haría, a su vez, que el manto sólido localizado por encima de esas zonas parcialmente fundidas se calentara lo bastante como para adquirir flotabilidad y ascender lentamente hacia la superficie. Estas plumas ascendentes de roca supercaliente pueden ser la fuente de la actividad volcánica asociada con los puntos calientes, como los encontrados en Hawaii e Islandia. Si estas observaciones son exactas, una parte de la actividad volcánica que vemos en la superficie es una manifestación de procesos que se producen a 2.900 kilómetros por debajo de nuestros pies.



▲ **Figura 12.12** Comparación de las estructuras cristalinas del olivino y la espinela, un mineral que exhibe una estructura más compacta y, por tanto, una mayor densidad.

El núcleo

Mayor que el planeta Marte, el núcleo es la esfera central densa de la Tierra con un radio de 3.486 kilómetros. Extendiéndose desde el borde inferior del manto hasta el centro de la Tierra, el núcleo constituye alrededor de una sexta parte del volumen de la Tierra y casi una tercera par-

te de su masa total. La presión en el centro es millones de veces mayor que la presión del aire en la superficie, y las temperaturas pueden superar los 6.700 °C. A medida que se obtenían datos sísmicos más precisos, se descubría que el núcleo consiste en una capa externa líquida de unos 2.270 kilómetros de grosor y una esfera interna sólida con un radio de 1.216 kilómetros.

Densidad y composición

Una de las características más interesantes del núcleo es su gran densidad. Su densidad media es de aproximadamente 11 g/cm^3, y en el centro de la Tierra se aproxima a 14 veces la densidad del agua. Ni siquiera bajo las presiones extremas reinantes a estas profundidades, los silicatos comunes en la corteza (con densidades superficiales de 2,6 a 3,5 g/cm^3) podrían estar lo bastante compactados como para ser responsables de la densidad calculada para el núcleo. Por consiguiente, se intentó determinar qué material podría explicar esta propiedad.

Sorprendentemente, los meteoritos proporcionan una pista importante sobre la composición interna de la Tierra. Dado que los meteoritos son parte del Sistema Solar, se supone que son muestras representativas del material a partir del cual se desarrolló la Tierra en su origen. Su composición oscila entre meteoritos de tipo metálico, fundamentalmente compuestos por hierro y cantidades menores de níquel, y meteoritos rocosos, compuestos por sustancias rocosas que se parecen mucho a las peridotitas. Dado que la corteza y el manto de la Tierra contienen un porcentaje mucho menor de hierro del que se encuentra en los restos del Sistema solar, los geólogos concluyeron que el interior de la Tierra debe estar enriquecido en este metal pesado. Además, el hierro es, con diferencia, la sustancia más abundante del Sistema Solar que posee las propiedades sísmicas y una densidad que recuerda la medida para el núcleo. Cálculos actuales sugieren que el núcleo es fundamentalmente hierro con un 5 a un 10 por ciento de níquel y menores cantidades de elementos más ligeros, entre ellos, quizás, azufre y oxígeno.

Origen

Aunque la existencia de un núcleo central metálico está bien establecida, las explicaciones sobre su origen son más especulativas. La explicación más aceptada sugiere que el núcleo se formó al principio de la historia de la Tierra a partir de lo que en origen era un cuerpo relativamente homogéneo. Durante el período de acreción, la Tierra entera se calentó por la energía liberada por las colisiones de partículas que caían sobre ella. Algo después, en este período de crecimiento, la temperatura interna de la Tierra era lo bastante elevada como para fundir y movilizar el material acumulado. Gotas de materiales pesados ricos en hierro se reunieron y se hundieron hacia el centro. A la vez, las sustancias más ligeras quizá flotaron hacia la superficie para generar la corteza. En poco tiempo, hablando desde un punto de vista geológico, la Tierra adoptó una configuración en capas, no significativamente diferente de la que encontramos en la actualidad.

En su etapa de formación, todo el núcleo era probablemente líquido. Además, esta aleación de hierro líquido estaba en un estado de mezcla vigorosa. Sin embargo, cuando la Tierra empezó a enfriarse, el hierro del núcleo empezó a cristalizar y empezó a formarse el núcleo interno. A medida que el núcleo continúe enfriándose, el núcleo interno deberá crecer a expensas del núcleo externo.

El campo magnético terrestre

Nuestra representación del núcleo, con su esfera interna sólida rodeada de una capa líquida móvil, es apoyada por la existencia del campo magnético terrestre. Este campo se comporta como si una gran barra imantada estuviera situada dentro de la Tierra. Sin embargo, sabemos que el campo magnético no puede tener su origen en un material permanentemente magnetizado, porque el interior de la Tierra está demasiado caliente para que cualquier material conserve su magnetismo. La explicación sobre el campo magnético de la Tierra aceptada de manera más generalizada exige que el núcleo esté compuesto por un material conductor de la electricidad, como el hierro, y que sea móvil (Recuadro 12.2). El modelo del núcleo de la Tierra que se estableció en función de los datos sismológicos satisface esas condiciones.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Los otros planetas tienen campo magnético?

Sí, algunos lo tienen, e incluso el Sol tiene un campo magnético muy fuerte. La presencia de un campo magnético está relacionada con la rotación de un cuerpo y la presencia de un interior fluido. Por ejemplo, Mercurio no tiene campo magnético. Con un radio que mide sólo el 38 por ciento del radio de la Tierra, es tan pequeño que su interior se ha enfriado probablemente hasta el punto de solidificarse. Venus, que tiene aproximadamente el mismo tamaño que la Tierra, tiene sólo un ligero campo magnético a causa de su período de rotación más lento. No sorprende que Júpiter, el planeta más grande, tenga un campo magnético fuerte, e incluso varios de los satélites de Júpiter tienen sus propios campos magnéticos.



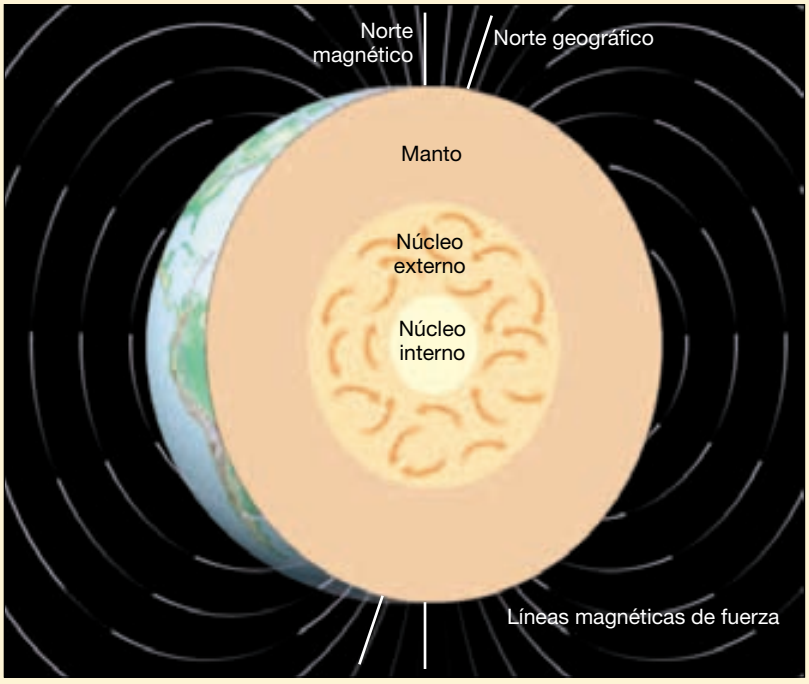
Recuadro 12.2 ▶ Entender la Tierra

¿Por qué la Tierra tiene un campo magnético?

Cualquiera que haya utilizado una brújula para encontrar la dirección sabe que el campo magnético de la Tierra tiene un polo norte y un polo sur. En muchos aspectos, el campo magnético de nuestro planeta se parece al producido por un simple imán. Unas líneas invisibles de fuerza atraviesan la Tierra y salen al espacio mientras se extienden de un polo al otro (Figura 12.C). La aguja de una brújula, que es un pequeño imán con libertad de movimiento, se alinea con estas líneas de fuerza y apunta hacia los polos magnéticos. Debe observarse que los polos magnéticos de la Tierra no coinciden exactamente con los polos geográficos. El polo norte magnético se sitúa al noreste del Canadá, cerca de la bahía de Hudson, mientras que el polo sur magnético se encuentra cerca de la Antártida, en el océano Índico, al sur de Australia.

A principios de los años 60, los geofísicos descubrieron que el campo magnético de la Tierra cambia de polaridad periódicamente (cada un millón de años, más o menos); es decir, el polo norte magnético se convierte en el polo sur magnético y viceversa. La causa de estos cambios está aparentemente relacionada con el hecho de que el campo magnético de la Tierra experimenta fluctuaciones en su intensidad a largo plazo. Los cálculos recientes indican que el campo magnético se ha debilitado aproximadamente un 5 por ciento durante el siglo pasado. Si esta tendencia continúa durante otros 1.500 años, el campo magnético de la Tierra se debilitará o dejará incluso de existir.

Se ha sugerido que la disminución de la intensidad magnética está relacionada con los cambios en las corrientes convectivas del núcleo. De una manera parecida, las inversiones magnéticas pueden ser provocadas cuando algo interrumpe el patrón principal de convección del núcleo fluido. Después de que se produzca una inversión, el flujo se reestablece y construye un campo magnético con una polaridad opuesta.



▲ **Figura 12.C** Se cree que el campo magnético de la Tierra se genera por la convección vigorosa de la aleación de hierro fundido del núcleo externo líquido.

Las inversiones magnéticas no son exclusivas de la Tierra. El campo magnético solar cambia su polaridad regularmente, con un período medio de unos 22 años. Estas inversiones solares están estrechamente relacionadas con el conocido ciclo de la mancha solar de 11 años de duración.

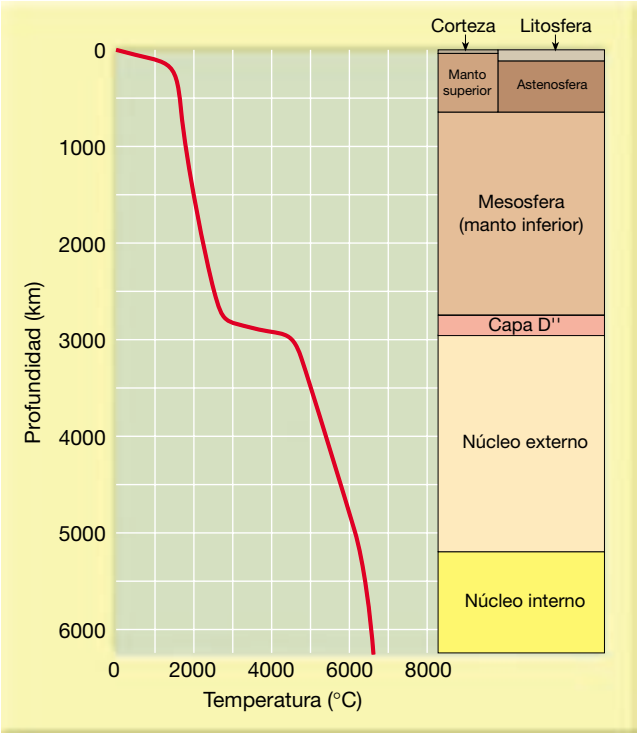
Cuando se describió por primera vez el campo magnético terrestre en 1600, se creía que tenía su origen en materiales permanentemente magnetizados situados en las profundidades del interior de la Tierra. Desde entonces, hemos descubierto que, con excepción de la corteza superior, el planeta está demasiado caliente para que los materiales magnéticos retengan su magnetismo. Además, se sabe que los materiales permanentemente magnetizados no cambian su intensidad de un modo que explique el crecimiento y la disminución del campo magnético de la Tierra.

Todavía no se conocen bien los detalles de cómo se produce el campo magnético terrestre. Sin embargo, la mayoría de investigadores está de acuerdo en que el flujo gradual del hierro fundido en el núcleo externo es una parte importante del proceso. El punto de vista más ampliamente aceptado propone que el núcleo se comporta como una *dinamo* que se autoalimenta, un aparato que convierte la energía mecánica en energía magnética. Las fuerzas conductoras de este sistema son la rotación de la Tierra y la distribución desigual del calor en el interior, que impulsa el hierro fundido altamente conductivo del núcleo externo. Conforme el hierro se mueve en el núcleo externo, interactúa con el campo magnético de la Tierra. Esta interacción genera una corriente eléctrica, de la misma manera que al mover un cable cerca de un imán se crea una corriente en el cable. Una vez establecida, la corriente eléctrica produce un campo magnético que refuerza el campo magnético terrestre. Mientras continúe el flujo en el interior del núcleo externo de hierro fundido, se producirán corrientes eléctricas y se mantendrá el campo magnético de la Tierra.

Una consecuencia recientemente descubierta del campo magnético de la Tierra es que afecta a la rotación del núcleo interno sólido. Los cálculos actuales indican que el núcleo interno gira en dirección oeste a este a aproximadamente un grado al año *más deprisa* que la superficie de la Tierra. Por tanto, el núcleo hace una rotación extraordinaria aproximadamente cada 400 años. Además, el eje de rotación del núcleo interno está desalineado unos 10° con respecto a los polos rotacionales de la Tierra.

La máquina térmica del interior de la Tierra

Como se comentó en el Capítulo 4, la temperatura aumenta gradualmente con la profundidad a un ritmo conocido como **gradiente geotérmico** (Figura 12.13). El gradiente geotérmico varía considerablemente de un lugar a otro. En la corteza, las temperaturas aumentan deprisa, a una media de 20 °C a 30 °C por kilómetro. Sin embargo, la velocidad de aumento es mucho menor en el manto y en el núcleo. A una profundidad de 100 kilómetros, se calcula que la temperatura supera los 1.200 °C, mientras que en el límite núcleo-manto se calcula que es de 3.500-4.500 °C y puede superar los 6.700 °C en el centro de la Tierra (¡más caliente que la superficie del Sol!).



▲ **Figura 12.13** Gradiente geotérmico calculado para la Tierra. Las temperaturas del manto y el núcleo se basan en diversas suposiciones y pueden variar 500 °C. (Datos de Kent C. Condie.)

Tres procesos importantes han contribuido al calor interno de la Tierra: (1) el calor emitido por la desintegración radiactiva de los isótopos de uranio (U), torio (Th) y potasio (K); (2) el calor liberado cuando el hierro cristalizó para formar el núcleo interno sólido, y (3) el calor liberado por la colisión de partículas durante la formación de nuestro planeta. Aunque el primero de los dos procesos sigue activo, su velocidad de generación de calor es mucho menor que en el pasado geológico. En la actualidad, nuestro planeta irradia hacia el espacio más cantidad de su calor interno de la que es generada por esos mecanismos. Por consiguiente, la Tierra se está enfriando, con lentitud, pero continuamente.

Flujo de calor en la corteza

En la corteza, el flujo de calor se produce por el familiar proceso de **conducción.** Cualquiera que haya intentado levantar una cuchara de metal dejada en una cazuela caliente se habrá dado cuenta enseguida de que el calor era conducido a través de la cuchara. La *conducción*, que es la transferencia de calor a través de la materia por actividad molecular, ocurre a un ritmo relativamente lento en las rocas de la corteza. Por tanto, la corteza tiende a actuar como un aislante (frío en la parte superior y caliente en la parte inferior), que contribuye a explicar el enorme gradiente de temperatura mostrado por la corteza.

Ciertas regiones de la corteza terrestre tienen ritmos de flujo de calor mucho mayores que otras. En concreto, a lo largo de los ejes de las cordilleras mesoceánicas, donde la corteza tiene sólo unos pocos kilómetros de grosor, las velocidades de flujo del calor son relativamente elevadas. Por el contrario, en los antiguos escudos (como el canadiense y el báltico) se observa un flujo de calor relativamente bajo. Esto quizá se deba a que esas zonas tienen una raíz litosférica gruesa que aísla de manera eficaz la corteza del calor astenosférico inferior. Otras regiones de la corteza exhiben un elevado flujo de calor, por intrusiones ígneas superficiales o por concentraciones superiores a la media de materiales radiactivos.

Convección del manto

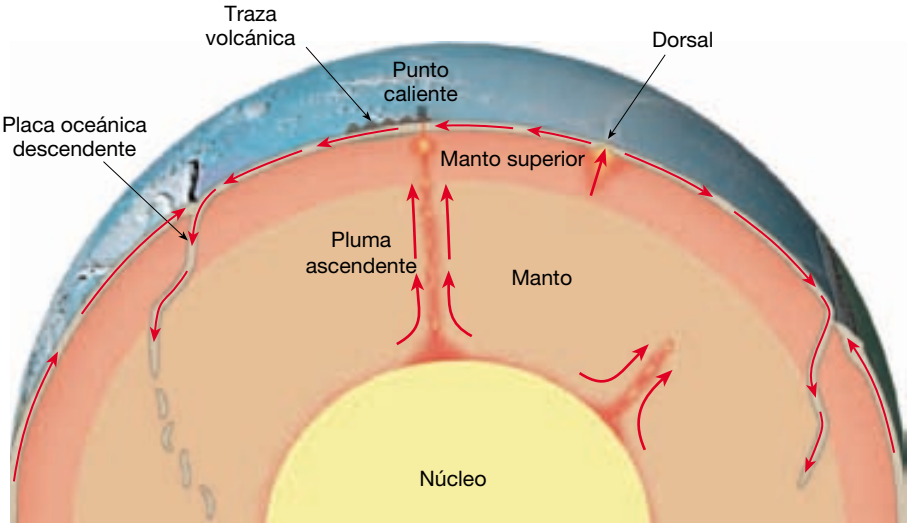
Para que cualquier modelo del manto funcione debe explicar la distribución de temperaturas calculada para esta capa. Dentro de la corteza se produce un gran aumento de la temperatura, pero esta tendencia no continúa a través del manto. Antes bien, el aumento de la temperatura con la profundidad en el manto es mucho más gradual. Esto significa que el manto debe tener un método más eficaz de transmisión del calor desde el núcleo hacia fuera. Dado que

las rocas son conductores del calor relativamente malos, muchos investigadores concluyen que debe existir alguna forma de transporte de masa (convección) de roca dentro del manto. La **convección** (*con* = con; *vect* = transportado) es la transferencia de calor mediante el movimiento o la circulación en una sustancia. Por consiguiente, las rocas del manto deben ser capaces de fluir.

El flujo convectivo del manto (mediante el cual las rocas calientes menos densas ascienden y el material más frío y más denso se hunde) es el proceso más importante que actúa en el interior de la Tierra. Este flujo, térmicamente impulsado, es la fuerza que impulsa las placas litosféricas rígidas a través del planeta, y genera en última instancia las cordilleras montañosas de la Tierra y la actividad volcánica y sísmica de todo el mundo. Recordemos que las plumas de rocas supercalientes parece que se generan en el límite núcleo-manto, desde donde ascenderían lentamente hacia la superficie (Figura 12.14). Estas plumas ascendentes serían la rama caliente del flujo ascendente en el mecanismo convectivo que actúa en el manto (*véase* Recuadro 12.3). Se piensa que en los bordes de placa convergente, donde están siendo subducidas láminas densas y frías de litosfera, se produce flujo descendente (Figura 12.14). Algunos estudios predicen que este material denso y frío acabará descendiendo todo el trayecto hasta el límite núcleo-manto.

Si existe este mecanismo convectivo, ¿cómo puede el manto rocoso transmitir las ondas S, que sólo pueden atravesar sólidos, y a la vez fluir como un líquido? Esta aparente contradicción podría resolverse si el manto se comportara como un sólido bajo ciertas condiciones y como un fluido bajo otras. Los geólogos describen generalmente el material de este tipo como de comportamiento *plástico*. Cuando un material que exhibe comportamiento plástico se somete a esfuerzos breves, como los producidos por las ondas sísmicas, se comporta como un sólido elástico. Sin embargo, en respuesta a esfuerzos aplicados durante períodos muy largos, este mismo material fluirá.

Este comportamiento explica por qué las ondas S pueden penetrar en el manto, aunque esta capa rocosa sea capaz de fluir. El comportamiento plástico no está restringido a las rocas del manto. Sustancias artificiales como algunos dulces, exhiben también este comportamiento. Cuando se golpean con un martillo, estos materiales saltan como un sólido quebradizo. Sin embargo, cuando se estiran lentamente se deforman fluyendo. De esta analogía no debe sacarse la idea de que el manto está compuesto por material blando como la masilla. Antes bien, está compuesto por roca sólida caliente, que bajo presiones de confinamiento extremas, desconocidas en la superficie de la Tierra, es capaz de fluir.



▶ **Figura 12.14** Modelo propuesto para el flujo convectivo del manto. Los brazos ascendentes del flujo convectivo se concentran principalmente en las plumas del manto que ascienden desde el límite núcleo-manto. El flujo descendiente de material frío se realiza mediante el descenso de la litosfera oceánica.



Recuadro 12.3 ▶ Entender la Tierra

Tomografía sísmica del manto

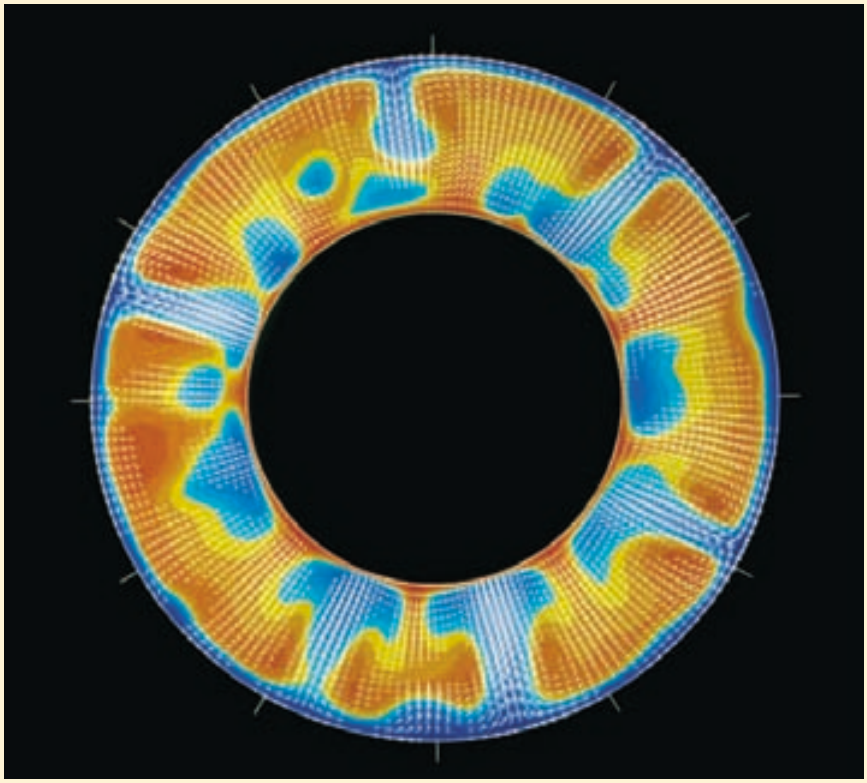
Desde hace poco se dispone de nuevas tecnologías, que pueden aumentar significativamente nuestro conocimiento del flujo convectivo en el manto. Una herramienta analítica, llamada *tomografía sísmica*, es parecida, en principio, a la exploración TAC (tomografía asistida por computador), que se utiliza en los diagnósticos médicos. Mientras la exploración TAC utiliza los rayos X para penetrar en el cuerpo humano, la información sobre el interior de la Tierra se obtiene a partir de

las ondas sísmicas provocadas por los terremotos. Como la exploración TAC, la tomografía sísmica utiliza los computadores para combinar los datos procedentes de múltiples fuentes para construir una imagen tridimensional del objeto.

Recordemos que las velocidades de las ondas sísmicas están fuertemente influidas por las propiedades de los materiales transmisores. En los estudios tomográficos, la información procedente de muchas ondas entrecruzadas se combina para cartografiar regiones de velocidad sísmica «lenta» y «rápida». En general, las regiones de velocidad sísmica lenta se asocian con rocas calientes que afloran, mientras que las regiones de velocidad sísmica rápida representan zonas en las que las rocas frías descienden.

Los estudios de la tomografía sísmica revelan que el flujo en el manto es mucho más complejo que las simples células de convección, en las que el material caliente asciende de una manera gradual y el material frío se hunde. Parece que el ascenso está limitado a unas pocas plumas cilíndricas grandes. Además, estos estudios demuestran que las zonas de descenso se encuentran debajo de los límites convergentes en los que las placas se subducen. Este flujo descendente parece extenderse hasta el manto inferior, pero hay otras posibles interpretaciones de los datos.

Otra técnica innovadora, llamada *modelado numérico*, se ha utilizado para estimular la convección térmica en el manto. Simplemente, este método utiliza computadores de alta velocidad para resolver ecuaciones matemáticas que describen la dinámica de fluidos parecidos al manto. A causa de algunas incertidumbres, como el desconocimiento de la viscosidad exacta del manto, se simulan diferentes condiciones. Los resultados de estos estudios se pueden representar gráficamente, como se muestra en la Figura 12.D. Un estudio concluye que el descenso se produce en estructuras en forma de lámina, respaldando las pruebas sísmicas de que las capas litosféricas descendentes son una parte integral de la circulación del manto. Además, se descubrió que las grandes plumas del manto son el principal mecanismo de ascenso del manto.



▲ **Figura 12.D** Sección transversal de la convección térmica simulada numéricamente del manto. Las zonas rojas y amarillas indican las corrientes calientes que ascienden, mientras que las zonas azules representan las regiones de las corrientes descendientes frías. (Cortesía de D. Bercovici, G. Schubert y G. A. Glatzmaier.)

Resumen

- Gran parte de nuestro conocimiento sobre el interior de la Tierra procede del estudio de las ondas sísmicas que penetran en su interior y emergen en algunos puntos distantes. En general, las ondas sísmicas viajan más deprisa en los materiales elásticos sólidos y más despacio en las capas más débiles. Además, la energía sísmica se refleja y se refracta en los límites que separan materiales diferentes desde el punto de vista composicional y mecánico. Mediante la medición cuidadosa de las velocidades de desplazamiento de las ondas sísmicas, los sismólogos han podido determinar las principales divisiones del interior de la Tierra.

- Las principales capas que componen la Tierra son: (1) la *corteza*, la capa externa comparativamente fina de la Tierra, cuyo grosor oscila entre 3 kilómetros, en las cordilleras oceánicas, y 70 kilómetros en algunos cinturones montañosos, como los Andes y el Himalaya;

(2) el *manto*, una capa rocosa sólida que se extiende hasta una profundidad de unos 2.900 kilómetros, y (3) el *núcleo*, una esfera rica en hierro que tiene un radio de 3.486 kilómetros.

- La capa mecánica externa de la Tierra, que abarca el manto externo y la corteza, forma un caparazón relativamente rígido y frío conocido como *litosfera* (esfera de roca). Con una media de 100 kilómetros de grosor, la litosfera puede medir 250 kilómetros o más debajo de las porciones más antiguas (escudos) de los continentes. Dentro de las cuencas oceánicas, la litosfera oscila entre unos pocos kilómetros de grosor, a lo largo de las dorsales oceánicas, hasta quizá 100 kilómetros en las regiones de la corteza más antiguas y frías.
- Debajo de la litosfera (a una profundidad de unos 660 kilómetros) subyace una capa blanda relativamente débil localizada en el manto superior y conocida como *astenosfera* («esfera débil»). Los 150 kilómetros, más o menos, superiores de la astenosfera tienen un régimen de temperatura/presión en el cual se produce una cierta cantidad de fusión (quizá de un 1 a un 5 por ciento). Dentro de esta zona, muy débil, la litosfera está efectivamente despegada de la astenosfera, situada debajo.
- La corteza, la capa rígida más externa de la Tierra, se divide en corteza oceánica y continental. La corteza oceánica oscila entre 3 y 15 kilómetros de grosor y está compuesta por rocas ígneas basálticas. Por el contrario, la corteza continental consiste en una gran variedad de tipos de roca que tienen una composición media equivalente a una granodiorita. Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (alrededor de 3,0 g/cm^3) que las rocas continentales. Las rocas continentales tienen una densidad media de alrededor de 2,7 g/cm^3 y se han descubierto algunas que superan los 4.000 millones de años de antigüedad.
- Alrededor del 82 por ciento del volumen de la Tierra está contenido en el manto, un nivel rocoso de unos 2.900 kilómetros de grosor. El límite entre la corteza y el manto representa un cambio de composición. Aunque el manto se comporta como un sólido cuando transmite las ondas sísmicas, las rocas del manto son capaces de fluir a una velocidad infinitesimalmente lenta. Algunas de las rocas del manto inferior (capa D″) se piensa que están parcialmente fundidas.
- El núcleo está compuesto fundamentalmente por hierro, con menores cantidades de níquel y otros elementos. A la presión extrema encontrada en el núcleo, este material rico en hierro tiene una densidad media de unos 11 g/cm^3 y en el centro de la Tierra se aproxima a 14 veces la densidad del agua. El núcleo interno y el externo son similares desde el punto de vista de su composición; sin embargo, el núcleo externo es líquido y capaz de fluir. Es la circulación dentro del núcleo de nuestro planeta en rotación, lo que genera el campo magnético de la Tierra.
- La temperatura aumenta de manera gradual con la profundidad en el interior de nuestro planeta. Tres procesos contribuyen al calor interno de la Tierra: (1) el calor emitido por la radiactividad; (2) el calor liberado cuando el hierro se solidifica en el núcleo, y (3) el calor liberado por las partículas que colisionaron durante la época de formación de nuestro planeta.
- Se cree que el flujo convectivo en el manto consiste en plumas ascendentes de rocas calientes y un flujo descendente de las láminas frías y densas de la litosfera. Este flujo convectivo térmicamente generado es la fuerza impulsora que impulsa las placas litosféricas a través del globo terráqueo.

Preguntas de repaso

1. Enumere 6 características principales de las ondas sísmicas
2. ¿Cuáles son las tres capas que componen la Tierra?
3. Enumere las cinco capas principales del interior de la Tierra definidas por las diferencias en las propiedades físicas. ¿En qué se distingue el núcleo interno del núcleo externo?
4. Describa la litosfera. ¿De qué manera importante se diferencia de la astenosfera?
5. ¿En qué difiere el límite entre la corteza y el manto (Moho) del límite que se encuentra entre la litosfera y la astenosfera?
6. Describa brevemente cómo se descubrió el Moho.
7. ¿Qué pruebas utilizó Beno Gutenberg para demostrar la existencia de un núcleo central en la Tierra?
8. Supongamos que la zona de sombra para las ondas P estuviera localizada entre 120° y 160°, en vez de

entre 105° y 140°. ¿Qué indicaría esto sobre el tamaño del núcleo?

9. Describa el primer método utilizado para medir con precisión el tamaño del núcleo interno.
10. ¿Cuál de las tres capas de composición de la Tierra es la más voluminosa?
11. ¿Qué se cree que provoca el aumento de la velocidad sísmica que se produce a las profundidades de 410 y 660 kilómetros?
12. ¿Dónde está localizada la capa D″ y qué papel se piensa que desempeña en el transporte de calor dentro de la Tierra?
13. ¿Qué pruebas proporciona la sismología para indicar que el núcleo externo es líquido?
14. ¿Por qué se considera a los meteoritos como claves sobre la composición del interior de la Tierra?
15. Describa la composición química (mineral) de las cuatro capas principales de la Tierra: corteza (tanto continental como oceánica), manto y núcleo.
16. Enumere tres procesos que hayan contribuido al calor interno de la Tierra.
17. Describa el proceso de conducción.
18. Explique brevemente cómo se transporta el calor a través del manto.

Términos fundamentales

astenosfera
capa D″
conducción
convección
corteza
discontinuidad
discontinuidad de Mohorovicic o Moho
gradiente geotérmico
litosfera
manto
manto inferior
mesosfera
núcleo
núcleo externo
núcleo interno
zona de sombra de las ondas P

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 13

Bordes divergentes: origen y evolución del fondo oceánico

Imagen del fondo oceánico
- Cartografía del fondo oceánico
- Observación del fondo oceánico desde el espacio
- Provincias del fondo oceánico

Márgenes continentales
- Márgenes continentales pasivos
- Márgenes continentales activos

Características de las cuencas oceánicas profundas
- Fosas submarinas
- Llanuras abisales
- Montes submarinos, guyots y llanuras oceánicas

Anatomía de una dorsal oceánica

Origen de la litosfera oceánica
- Expansión del fondo oceánico
- ¿Por qué las dorsales oceánicas están elevadas?
- Velocidades de expansión y topografía de las dorsales

Estructura de la corteza oceánica
- Formación de la corteza oceánica
- Interacción entre el agua marina y la corteza oceánica

Ruptura continental: el nacimiento de una nueva cuenca oceánica
- Evolución de una cuenca oceánica
- Mecanismos de ruptura continental

Destrucción de la litosfera oceánica
- ¿Por qué la litosfera oceánica subduce?
- Placas en subducción: la desaparición de una cuenca oceánica

Apertura y cierre de cuencas oceánicas: el ciclo del supercontinente
- Antes de Pangea
- La tectónica de placas en el futuro

El océano es la mayor estructura de la Tierra y cubre más del 70 por ciento de la superficie de nuestro planeta. Uno de los principales motivos por los que la hipótesis de la deriva continental de Wegener no se aceptó cuando fue propuesta por primera vez fueron los pocos conocimientos que se tenían del fondo oceánico. Hasta el siglo XX, los investigadores utilizaban cuerdas lastradas para medir la profundidad. Mar adentro, la realización de estas mediciones de profundidad, o sondeos, se prolongaba durante horas y podía ser muy imprecisa.

Con el desarrollo de nuevas herramientas marinas tras la II Guerra Mundial, nuestro conocimiento acerca de la variada topografía del suelo oceánico aumentó rápidamente. Uno de los descubrimientos más interesantes fue el sistema global de dorsales oceánicas. Esta gran estructura elevada, que se sitúa entre 2 y 3 kilómetros por encima de las cuencas oceánicas adyacentes, es la estructura topográfica más grande de la Tierra.

En la actualidad sabemos que las dorsales marcan los bordes divergentes o constructivos de las placas, donde se origina la nueva litosfera oceánica. También sabemos que las profundas fosas oceánicas representan los límites convergentes de placas, donde la litosfera oceánica se subduce hacia el interior del manto. Dado que el proceso de la tectónica de placas crea corteza oceánica en las dorsales centrooceánicas y la consume en las zonas de subducción, la corteza oceánica está renovándose y reciclándose de una manera continua.

En este capítulo, examinaremos la topografía del fondo oceánico y observaremos los procesos que produjeron sus diversas estructuras. También aprenderemos algo de la composición, la estructura y el origen de la corteza oceánica. Además, examinaremos los procesos que reciclan la litosfera oceánica y consideraremos cómo esta actividad hace que las masas continentales se muevan sobre la superficie del planeta.

Imagen del fondo oceánico



Bordes divergentes
▼ Cartografía del fondo oceánico

Si se drenara toda el agua de las cuencas oceánicas, aparecería en los fondos oceánicos una gran variedad de relieves: grandes picos volcánicos, fosas profundas, altiplanos extensos, cadenas montañosas lineales y grandes llanuras. De hecho, el escenario sería casi tan diverso como el que se observa en los continentes.

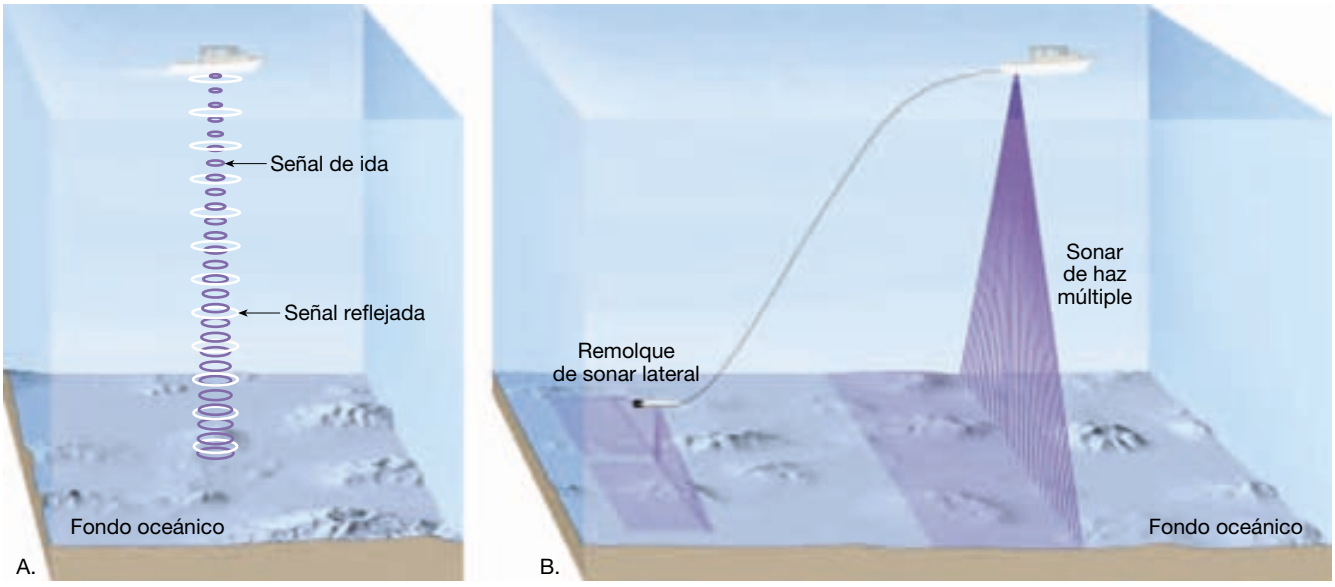
El desarrollo de técnicas que miden la profundidad de los océanos permitió reconocer las estructuras del fondo oceánico. La **batimetría** (*bathos* = profundidad; *metros* = medida) es la medición de las profundidades oceánicas y el reconocimiento de la forma o la topografía del suelo oceánico.

Cartografía del fondo oceánico

La variada topografía del fondo oceánico no se reconoció por primera vez hasta el histórico viaje del H. M. S. *Challenger*, que duró tres años y medio. Desde diciembre de 1872 hasta mayo de 1876, la expedición *Challenger* hizo el primer estudio, y quizá todavía el más exhaustivo de todos cuantos se han intentado por parte de una institución y del océano en su conjunto. El viaje, que abarcó 127.500 kilómetros, llevó el barco y a su tripulación de científicos por todos los océanos, excepto el Ártico. Durante todo el viaje, se obtuvieron muestras del fondo mediante el laborioso trabajo de lanzar por la borda una cuerda lastrada. No muchos años después, se amplió el conocimiento adquirido por el *Challenger* sobre las grandes profundidades oceánicas y su topografía mediante la colocación de cables transatlánticos, especialmente en el Atlántico Norte. Sin embargo, mientras que una cuerda lastrada era la única manera de medir las profundidades oceánicas, el conocimiento de las estructuras del fondo oceánico permanecería extremadamente limitado.

Técnicas batimétricas En la actualidad se utiliza la energía sónica para medir la profundidad. El procedimiento básico utiliza algún tipo de **sonar,** acrónimo de *so*und *na*vigation and *r*anging (navegación sónica y medición de distancias). Los primeros aparatos que utilizaron el sonido para medir la profundidad, denominados **ecosondas,** se desarrollaron a principios del siglo XX. Los sónares funcionan transmitiendo una onda sonora (ping) al agua que produce un eco cuando rebota contra algún objeto, como un organismo marino o el fondo oceánico (Figura 13.1A). Un receptor intercepta el eco reflejado desde el fondo, y un reloj mide con precisión el tiempo transcurrido en fracciones de segundo. Conociendo la velocidad de desplazamiento de las ondas sonoras en el agua (unos 1.500 metros por segundo) y el tiempo necesario para que un pulso de energía alcance el fondo oceánico y vuelva, puede establecerse la profundidad. Las profundidades determinadas mediante el control continuo de estos ecos permiten obtener un perfil continuo del fondo oceánico. Mediante la laboriosa combinación de los perfiles de varias secciones adyacentes, se puede obtener un mapa del fondo oceánico.

Después de la II Guerra Mundial, la marina estadounidense desarrolló el *sonar lateral* para buscar minas y otros explosivos. Los instrumentos con forma de torpedo pueden remolcarse detrás del barco, donde emiten una señal de sonido en abanico que se extiende a ambos lados de la estela del barco. Mediante la combinación de las bardas de datos del sonar lateral, los investigadores produjeron las primeras imágenes parecidas a fotografías del fondo oceánico. Aunque el sonar lateral proporciona vistas valiosas del fondo oceánico, no proporciona datos batimétricos (de profundidad).



▲ **Figura 13.1** Varios tipos de sonar. **A.** Una ecosonda determina la profundidad del agua midiendo el tiempo que una onda acústica tarda en ir desde el barco al fondo del mar y volver. La velocidad del sonido en el agua es de 1.500 m/s. Por consiguiente, profundidad = = ½(1.500 m/s × tiempo de viaje del eco). **B.** En la actualidad el sonar de haz múltiple y el sonar lateral obtienen una «imagen» de una banda estrecha del fondo oceánico cada pocos segundos.

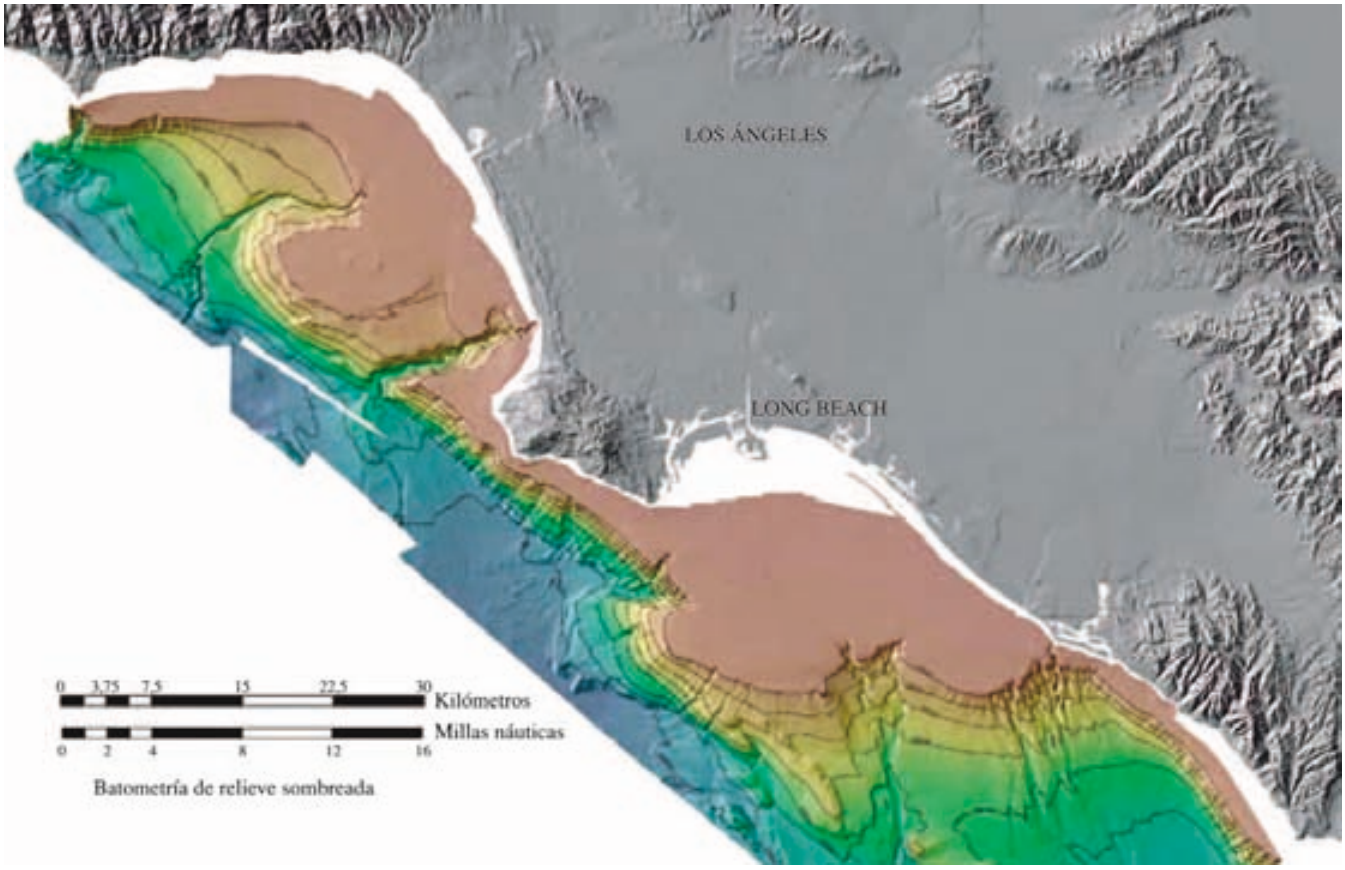
Este problema no se presenta con los instrumentos *de haz múltiple de alta resolución* que se desarrollaron durante los años 90. Estos sistemas utilizan fuentes sónicas montadas en el casco de un buque que emiten una señal de sonido, luego registran las reflexiones procedentes del fondo oceánico mediante una serie de receptores estrechamente enfocados y orientados en diferentes ángulos. Por tanto, en vez de obtener la profundidad de un solo punto cada pocos segundos, esta técnica hace posible que un buque de investigación cartografíe las estructuras del fondo oceánico a lo largo de una banda de decenas de kilómetros de ancho (Figura 13.2). Cuando un barco utiliza un sonar de haz múltiple para cartografiar una sección de fondo oceánico, se desplaza por la zona según un modelo de ida y vuelta regularmente espaciado conocido con el nombre bastante adecuado de «cortadora de césped». Además, estos sistemas pueden recoger datos batimétricos de una resolución tan alta que pueden discriminar profundidades que difieren en menos de un metro.

A pesar de su mayor eficacia y resolución, los buques de investigación equipados con sonar de haz múltiple se desplazan tan sólo a 10-20 kilómetros por hora. Serían al menos necesarios cien buques pertrechados con este equipo, y tardarían centenares de años para cartografiar todo el fondo oceánico. Eso explica por qué sólo se ha cartografiado con detalle aproximadamente el 5 por ciento del fondo oceánico y por qué todavía no se han cartografiado con sonar extensas zonas del suelo oceánico.

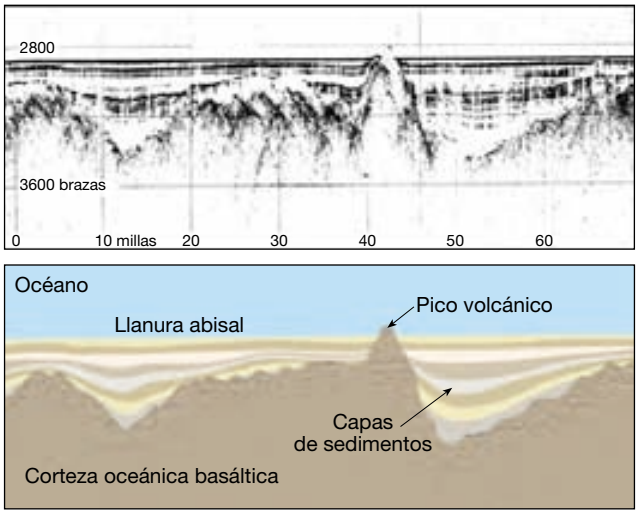
Perfiles de reflexión sísmica Los geólogos marinos también están interesados en la observación de la estructura rocosa debajo de los sedimentos que cubren la mayor parte del fondo oceánico, lo cual puede llevarse a cabo realizando un **perfil de reflexión sísmica.** Para construir un perfil de este tipo, se producen sonidos de baja frecuencia a través de explosiones (cargas de profundidad) de cañones de aire. Estas ondas sónicas penetran debajo del fondo oceánico y reflejan los contactos entre las capas y las zonas de falla, de la misma manera que el sonar refleja el fondo del mar. En la Figura 13.3 se muestra un perfil sísmico de una porción de la llanura abisal de Madeira, en el Atlántico oriental. Aunque el fondo oceánico es plano, puede observarse la corteza oceánica irregular enterrada bajo una gruesa acumulación de sedimentos.

Observación del fondo oceánico desde el espacio

Otro avance tecnológico importante que ha conllevado un mayor conocimiento del suelo oceánico implica la medida de la forma de la superficie del océano desde el espacio. Después de compensar el oleaje, las mareas, las corrientes y los efectos atmosféricos, se descubrió que la superficie del agua no es perfectamente «plana». Eso se debe al hecho de que la gravedad atrae el agua hacia las regiones donde se encuentran las estructuras masivas del fondo oceánico. Por consiguiente, las montañas y las dorsales producen zonas elevadas en la superficie oceánica y, por el contrario, los



▲ **Figura 13.2** Mapa coloreado del fondo oceánico y las formas litorales en la zona de Los Ángeles de California. La porción de fondo oceánico de este mapa se construyó a partir de datos recogidos mediante un sistema de cartografiado de alta resolución. (U. S. Geological Survey.)

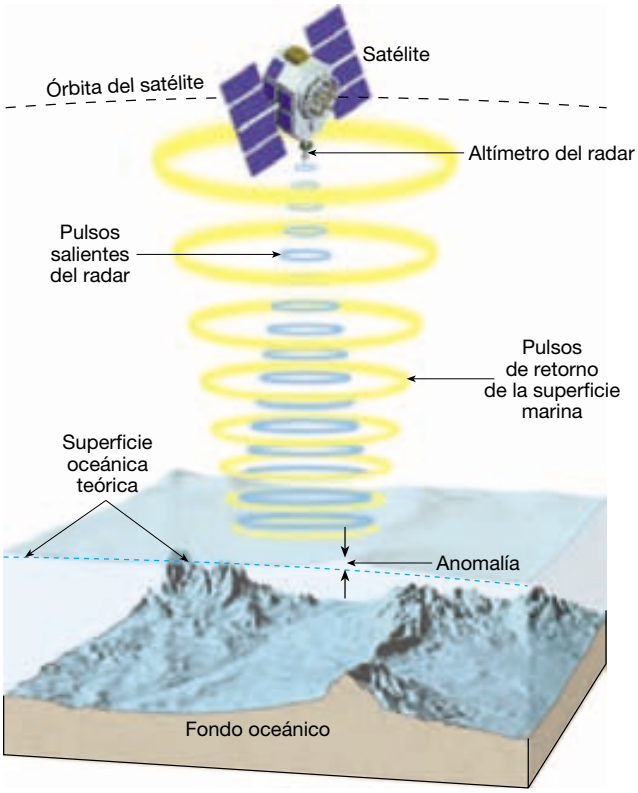


▲ **Figura 13.3** Sección transversal sísmica y esquema correspondiente a través de una porción de la llanura abisal de Madeira en el océano Atlántico oriental, que muestra la corteza oceánica irregular enterrada por los sedimentos. (Imagen cortesía de Charles Hollister, Woods Hole Oceanographic Institution.)

cañones y las fosas provocan ligeras depresiones. Los satélites equipados con *altímetros radar* pueden medir estas diferencias sutiles haciendo rebotar microondas en la superficie del mar (Figura 13.4). Estos aparatos pueden medir variaciones tan pequeñas como de 3 a 6 centímetros. Estos datos han añadido mucho al conocimiento de la topografía del suelo oceánico. Cruzados con las mediciones de la profundidad realizadas tradicionalmente con sonar, estos datos se utilizan para realizar mapas detallados del suelo oceánico, como el de la Figura 1.6.

Provincias del fondo oceánico

Los oceanógrafos que estudian la topografía del fondo oceánico han establecido tres unidades principales: *márgenes continentales*, *cuencas oceánicas profundas* y *dorsales oceánicas (centrooceánicas)*. En el mapa de la Figura 13.5 se esbozan estas provincias para el Atlántico norte y el perfil dibujado a pie de foto muestra la topografía. La dimensión vertical de esos perfiles suele estar exagerada muchas veces (cuarenta en este caso) para destacar los ras-



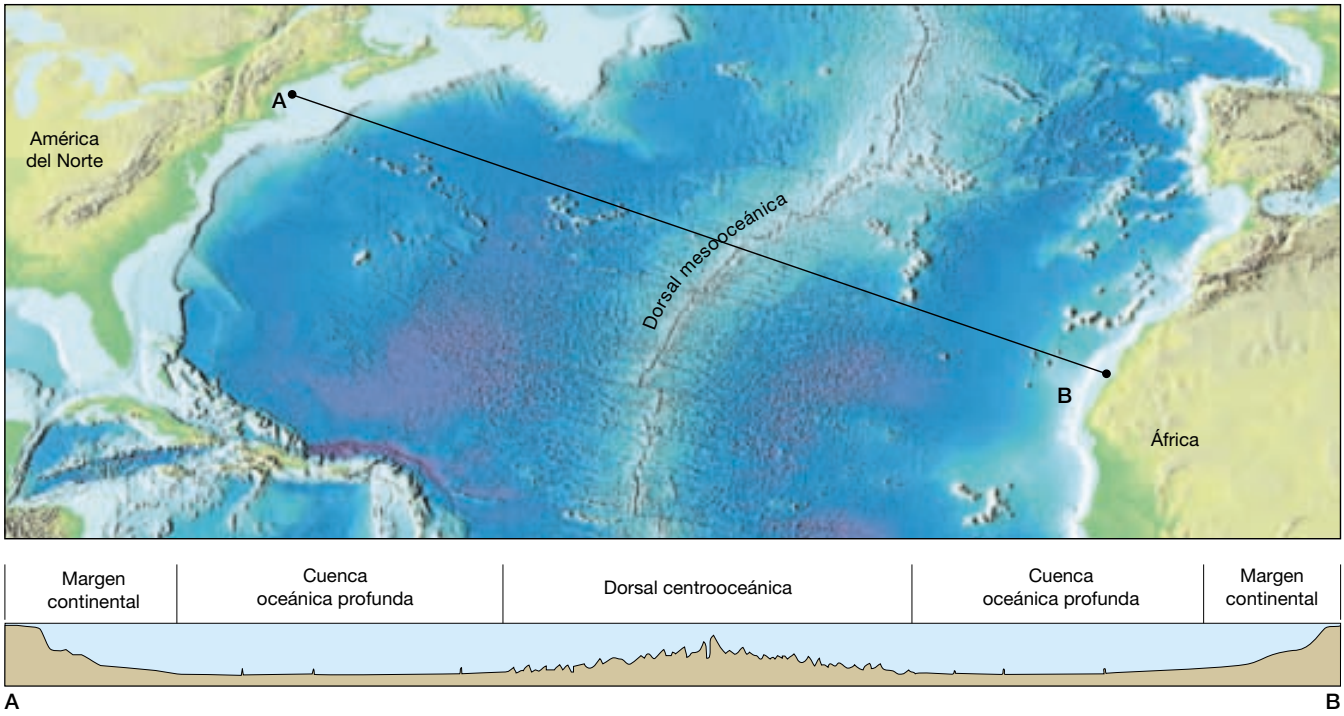
▲ **Figura 13.4** El altímetro del satélite mide la variación en la elevación de la superficie marina, provocada por la atracción gravitacional, e imita la forma del fondo oceánico. La anomalía de la superficie marina es la diferencia entre la superficie oceánica medida y la teórica.

gos topográficos. Sin embargo, la exageración vertical hace que las pendientes mostradas en el perfil del fondo oceánico parezcan ser *mucho* más empinadas de lo que realmente son.

Márgenes continentales

Se han identificado dos tipos principales de *márgenes continentales: pasivos* y *activos*. Los márgenes pasivos se encuentran a lo largo de la mayoría de las áreas costeras que rodean el océano Atlántico y el Índico, entre ellas las costas orientales del norte y el sur de América, así como las áreas costeras de Europa y África. Los márgenes pasivos *no* se sitúan a lo largo de un borde de placa activo y, por consiguiente, experimentan muy poco volcanismo y pocos terremotos. Son lugares donde se acumulan los materiales procedentes de la meteorización y la erosión de las masas de tierra adyacentes, que forman una cuña gruesa y ancha de sedimentos relativamente inalterados.

Por el contrario, los márgenes continentales activos aparecen allí donde la litosfera oceánica está siendo subducida debajo del borde de un continente. El resultado es un margen relativamente estrecho, constituido por sedimentos muy deformados que fueron arrancados de la placa litosférica descendente. Los márgenes continentales activos son comunes alrededor del borde del Pacífico, donde son paralelos a las fosas submarinas (*véase* Recuadro 13.1).



▲ **Figura 13.5** Principales divisiones topográficas del Atlántico norte y perfil topográfico desde Nueva Inglaterra hasta la costa de África del Norte.



Recuadro 13.1 ▶ Entender la Tierra

Susan DeBari: una carrera en Geología

Descubrí la Geología el verano en el que trabajé haciendo el mantenimiento de sendas en las montañas Cascade septentrionales del estado de Washington. Había acabado de terminar mi primer año en la universidad y nunca antes había estudiado ciencias de la Tierra. Pero un compañero de trabajo (ahora mi mejor amigo) empezó a describir las estructuras geológicas de las montañas en las que andábamos: la clásica forma de cono del volcán Baker, los valles glaciares en forma de U, el avance de los glaciares activos, y otras maravillas. Me enganchó y ese otoño regresé a la universidad con una pasión por la Geología que no ha menguado. Como estudiante trabajé de asistente de campo para un estudiante de postgrado y realicé un proyecto de tesis sobre las rocas del arco insular de las Aleutianas. Desde el primer momento, los arcos insulares han sido mi mayor interés para la investigación, hasta la investigación doctoral en la Universidad de Stanford, el trabajo posdoctoral en la Universidad del Estado de San José y en la Universidad del Oeste de Washington. El mayor interés se centraba en la corteza profunda de los arcos, el material que se encuentra cerca de la discontinuidad de Mohorovicic (cariñosamente llamada Moho).

¿Qué tipos de procesos suceden allá abajo, en la base de la corteza de los arcos insulares? ¿Cuál es el origen de los magmas que se abren camino hacia la superficie: el manto o la propia corteza profunda? ¿Cómo interactúan estos magmas con la corteza a medida que avanzan hacia la superficie? ¿Qué aspecto químico tienen estos primeros magmas? ¿Son muy distintos de lo que ha hecho erupción en la superficie?

Evidentemente, los geólogos no pueden descender a la base de la corteza (típicamente de 20 a 40 kilómetros por debajo de la superficie terrestre). Y lo que hacen tiene algo de jugar a detectives. Deben utilizar las rocas que *ahora están en la superficie* que se formaron originalmente en la corteza profunda de un arco insular. Las rocas deben haber sido transportadas a la superficie rápidamente a lo largo de zonas de falla para conservar sus rasgos originales. Por tanto, ¡puedo andar sobre las rocas de la corteza profunda sin dejar la superficie terrestre! Hay unos pocos lugares en el mundo en el que estas extrañas rocas afloran. Algunos de los lugares en los que he trabajado son: las montañas Chugach de Alaska, las Sierras Pampeanas de Argentina, la cordillera Karakorum de Pakistán, la costa occidental de la isla de Vancouver y la cordillera Cascade septentrional de Washington. En la mayoría de ocasiones, el trabajo de campo ha supuesto ir a pie, junto con el amplio uso de mulas y camiones.

También busqué fragmentos de la corteza profunda de los arcos insulares en un lugar menos evidente, en una de las fosas oceánicas más profundas del mundo: la fosa de Izu Bonin (Figura 13.A). Ahí me sumergí en el océano en un sumergible llamado *Shinkai 6500* (que aparece a mi derecha al fondo de la imagen). El *Shinkai 6500* es un sumergible japonés con la capacidad de sumergirse a 6.500 metros por debajo de la superficie oceánica. Mi plan era tomar muestras de rocas de la pared de la fosa en sus niveles más profundos mediante el brazo mecánico del sumergible. Puesto que los datos preliminares sugerían que había grandes cantidades de rocas expuestos a lo largo de varios kilómetros en sentido vertical, podía ser una buena manera de tomar muestras del basamiento profundo del arco. Me sumergí en el sumergible tres veces, alcanzando una profundidad máxima de 6.497 metros. Cada inmersión duró nueve horas, que pasé en un espacio no mayor que el asiento delantero de una Honda, compartido con dos de los pilotos japoneses que controlaban los movimientos del sumergible. ¡Fue una experiencia estimulante!

Ahora estoy en la facultad de la Universidad del Oeste de Washington, donde continúo investigando las raíces profundas de los arcos volcánicos y también implico a los estudiantes. También intervengo en la formación en educación científica de profesores de K-12, y ¡espero motivar a los jóvenes para que pregunten sobre el fascinante mundo que les rodea!



▲ **Figura 13.A** Susan DeBari fotografiada con el sumergible japonés *Shinkai 6500*, que utilizó para recoger muestras de rocas de la fosa de Izu Bonin. (Foto cortesía de Susan DeBari.)

Márgenes continentales pasivos

El **margen continental pasivo** consiste en la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud (Figura 13.6).

Plataforma continental La **plataforma continental** es una superficie sumergida, suavemente inclinada, que se extiende desde la línea de costa hacia el borde de las cuencas oceánicas profundas. Dado que está sobre la corteza continental, se trata claramente de una extensión inundada de los continentes.

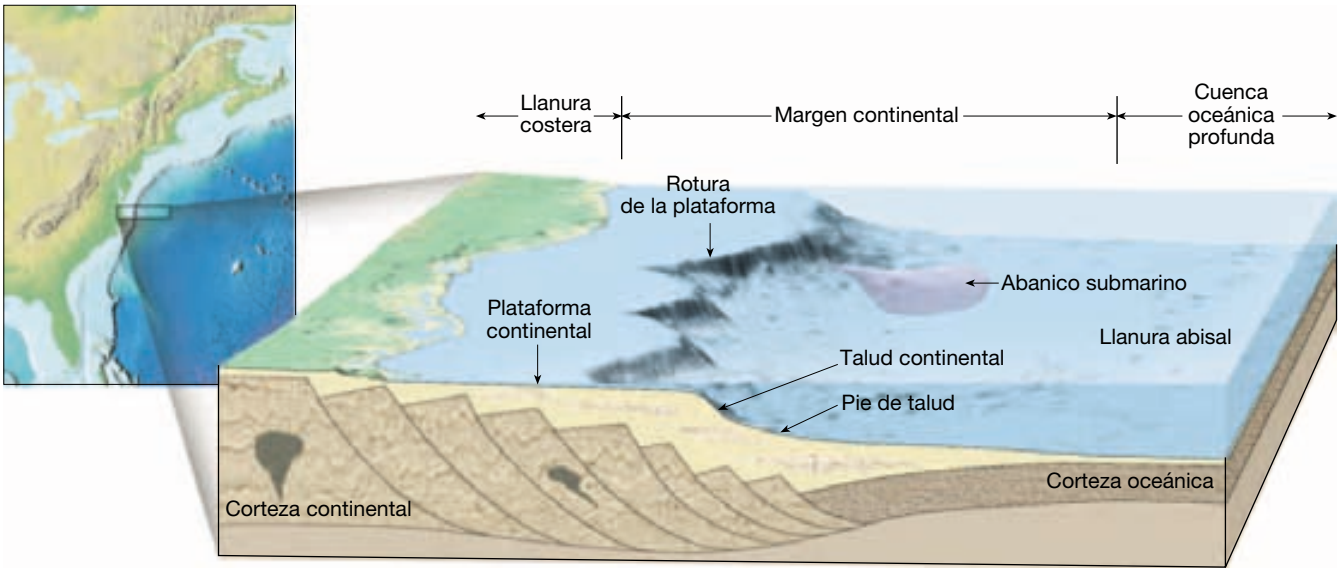
La anchura de la plataforma varía mucho. Aunque es casi inexistente en los bordes de algunos continentes, la plataforma se extiende mar adentro más de 1.500 kilómetros a lo largo de otros. Como media, la plataforma continental tiene 80 kilómetros de ancho y 130 metros de profundidad en su borde orientado hacia el mar adentro. La inclinación media de la plataforma continental es sólo de una décima parte de 1 grado, una pendiente de alrededor de 2 metros por kilómetro. La pendiente es tan ligera que a un observador le parecería una superficie horizontal.

Aunque las plataformas continentales representan sólo el 7,5 por ciento del área cubierta por los océanos, tienen una gran importancia económica y política, porque contienen importantes depósitos minerales, entre ellos grandes reservas de petróleo y gas natural, así como enormes depósitos de arena y grava. Las aguas de la plataforma continental contienen también importantes bancos de peces, que son fuentes significativas de alimento.

Aunque la plataforma continental carece prácticamente de estructuras, algunas áreas están recubiertas por extensos depósitos glaciares y, por tanto, son bastante escarpadas. Además, algunas plataformas continentales están divididas por grandes valles que van desde la línea de costa hasta aguas profundas. Muchos de esos *valles de plataforma* son las extensiones mar adentro de los valles fluviales de los continentes adyacentes. Según parece, esos valles fueron excavados durante el Pleistoceno (Período glacial). Durante ese momento, se acumularon grandes cantidades de agua en enormes glaciares de casquete sobre los continentes. Esto produjo la bajada del nivel del mar en 100 metros o más, dejando al descubierto grandes áreas de las plataformas continentales (*véase* Figura 18.4). Debido a esta disminución del nivel del mar, los ríos alargaron sus cursos, y las plantas y los animales terrestres poblaron las partes recién descubiertas de los continentes. El dragado de la costa oriental de América del Norte ha permitido obtener restos de numerosos herbívoros, entre ellos mamuts, mastodontes y caballos, que se añaden a las pruebas de que partes de las plataformas continentales estuvieron en alguna ocasión por encima del nivel del mar.

La mayoría de las plataformas continentales pasivas, como las situadas a lo largo de la costa oriental de Estados Unidos, están formadas por depósitos de aguas someras que pueden alcanzar varios kilómetros de grosor. Esos depósitos indujeron a los investigadores a concluir que estas grandes acumulaciones de sedimentos se producen a lo largo de un margen continental en subsidencia gradual.

Talud continental Delimitando el borde de la plataforma continental en dirección al mar se encuentra el **talud continental,** una estructura relativamente empinada (en com-



▲ **Figura 13.6** Vista esquemática que muestra las provincias de un margen continental pasivo. Obsérvese que las pendientes mostradas para la plataforma continental y el talud continental están muy exageradas. La plataforma continental tiene una pendiente media de una décima parte de 1 grado, mientras que el talud continental tiene una pendiente media de unos 5 grados.

paración con la plataforma) que marca el límite entre la corteza continental y la corteza oceánica (*véase* Figura 13.6). Aunque la inclinación del talud continental varía mucho de un lugar a otro, su media es de unos 5 grados, y en algunos lugares puede superar los 25 grados. Además, el talud continental es relativamente estrecho, con una anchura media de sólo unos 20 kilómetros.

Pie de talud En regiones donde no existen fosas, el talud continental empinado pasa a tener una inclinación más gradual, conocida como **pie de talud** o elevación continental. Aquí, la pendiente tiene aproximadamente un tercio de grado, o unos 6 metros por kilómetro. Mientras que la anchura media del talud continental es de unos 20 kilómetros, el pie de talud puede extenderse durante centenares de kilómetros hacia las cuencas oceánicas profundas.

El pie de talud está formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos. Los sedimentos van siendo enviados a la base del talud continental por *corrientes de turbidez* que descienden periódicamente por los cañones submarinos. Cuando estas corrientes de lodo surgen de la desembocadura de un cañón en el fondo oceánico relativamente plano, depositan sedimentos que forman un **abanico submarino** (Figura 13.6). A medida que los abanicos de cañones submarinos adyacentes crecen, se unen lateralmente los unos a los otros y generan una cubierta continua de sedimentos en la base del talud continental que denominamos pie de talud.

Márgenes continentales activos

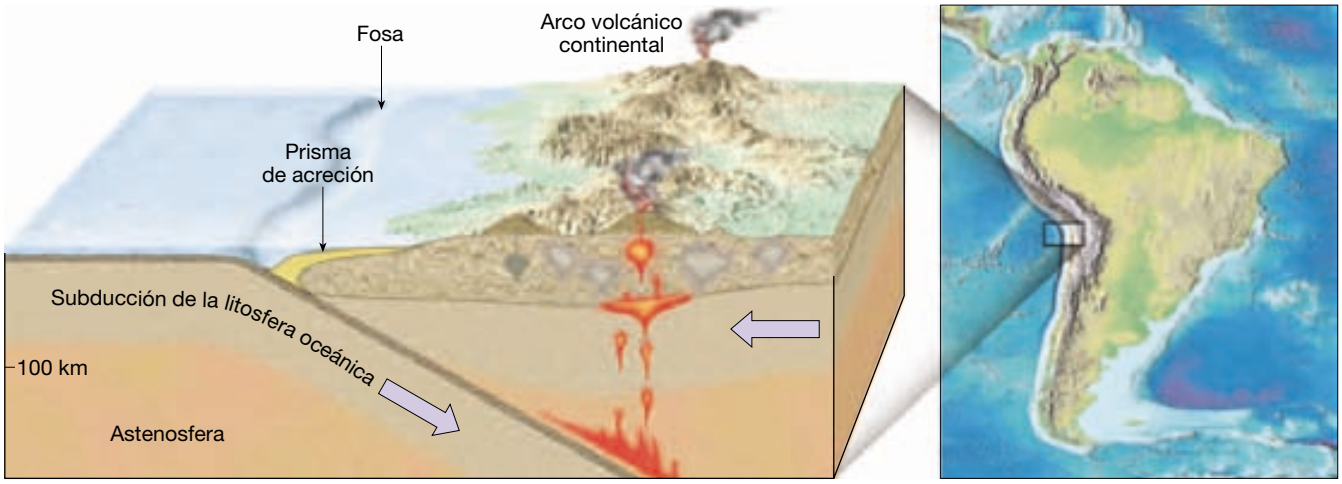
A lo largo de algunas costas, el talud continental desciende abruptamente hacia una fosa submarina. En esta situación, la pared de la fosa del lado continental y el talud continental son esencialmente la misma estructura. En estos lugares, la plataforma continental, si existe, es muy estrecha.

Los **márgenes continentales activos** están localizados fundamentalmente alrededor del océano Pacífico, en áreas donde la litosfera oceánica subduce por debajo del borde de los continentes (Figura 13.7). En estos lugares, se arrancan sedimentos del fondo oceánico y fragmentos de corteza oceánica procedentes de la placa oceánica descendente, que quedan adosados al borde del continente que cabalga sobre la placa oceánica. Esta acumulación caótica de sedimentos y fragmentos de corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (*ad* = hacia; *crescere* = crecer). La subducción prolongada, junto con la acreción de sedimentos en el lado continental de la fosa, puede producir una gran acumulación de sedimentos a lo largo de un margen continental. Por ejemplo, a lo largo de la costa septentrional de la isla japonesa de Honshu se encuentra un gran prisma de acreción.

En algunas zonas de subducción hay poca o ninguna acumulación de sedimentos, lo que indica que los sedimentos oceánicos están siendo transportados hacia el manto junto con la placa subducida. Estas zonas suelen ser regiones en las que litosfera oceánica antigua está siendo subducida en una posición casi vertical hacia el interior del manto. En estos puntos, el margen continental es muy estrecho, pues la fosa puede encontrarse a tan sólo 50 kilómetros de la costa.

Características de las cuencas oceánicas profundas

Entre el margen continental y el sistema de dorsales oceánicas se encuentran las **cuencas oceánicas profundas** (*véase* Figura 13.5). El tamaño de esta región (casi el 30



▲ **Figura 13.7** Margen continental activo, en el que los sedimentos del fondo oceánico son arrancados de la placa descendente y añadidos a la corteza continental formado un prisma de acreción.

por ciento de la superficie terrestre) es aproximadamente comparable al porcentaje de la superficie que está por encima del nivel del mar. En esta zona existen regiones notablemente planas, conocidas como *llanuras abisales;* picos volcánicos elevados, llamados *montes submarinos* y *guyots; fosas submarinas*, que son depresiones lineales extremadamente profundas del fondo oceánico, y grandes provincias basálticas de inundación llamadas *mesetas oceánicas*.

Fosas submarinas

Las **fosas submarinas** son franjas largas y relativamente estrechas, que constituyen las partes más profundas del océano (Tabla 13.1). Muchas de las fosas están localizadas a lo largo de los bordes del océano Pacífico (Figura 13.8), donde muchas superan los 10.000 metros de profundidad. En la Challenger Deep, una parte de la fosa de las Marianas, se han medido 11.022 metros por debajo del nivel del mar, lo cual la convierte en la parte conocida del océano más profunda. Sólo hay dos fosas en el océano Atlántico: la fosa de Puerto Rico, adyacente al arco de las Antillas Menores, y la fosa de las Sandwich del Sur.

Aunque las fosas submarinas representan sólo una porción pequeña del área del fondo oceánico, son estructuras geológicas muy significativas. Las fosas son puntos de convergencia de placas donde las placas litosféricas subducen y se hunden de vuelta hacia el manto. Además de los terremotos, creados cuando una placa «roza» otra, también la actividad volcánica está asociada a esas regiones. Recordemos que la liberación de volátiles, en especial agua, desde una placa descendente desencadena la fusión en la cuña de la astenosfera situada por encima de ella. Este material migra lentamente hacia arriba y produce actividad volcánica en la superficie. Por tanto, suele haber una hilera de volcanes activos en forma de arco, denominada *arco de islas volcánicas*, paralela a las fosas. Además, los *arcos volcánicos continentales*, como los que constituyen parte de los Andes y la cordillera Cascade, son paralelos a las fosas que se encuentran adyacentes a los márgenes continentales. La gran cantidad de fosas y la actividad volcánica asociada a lo largo de los bordes del océano Pacífico explica por qué la región se conoce como el *Anillo de Fuego*.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Se han explorado alguna vez las fosas oceánicas más profundas? ¿Puede haber vida en ellas?

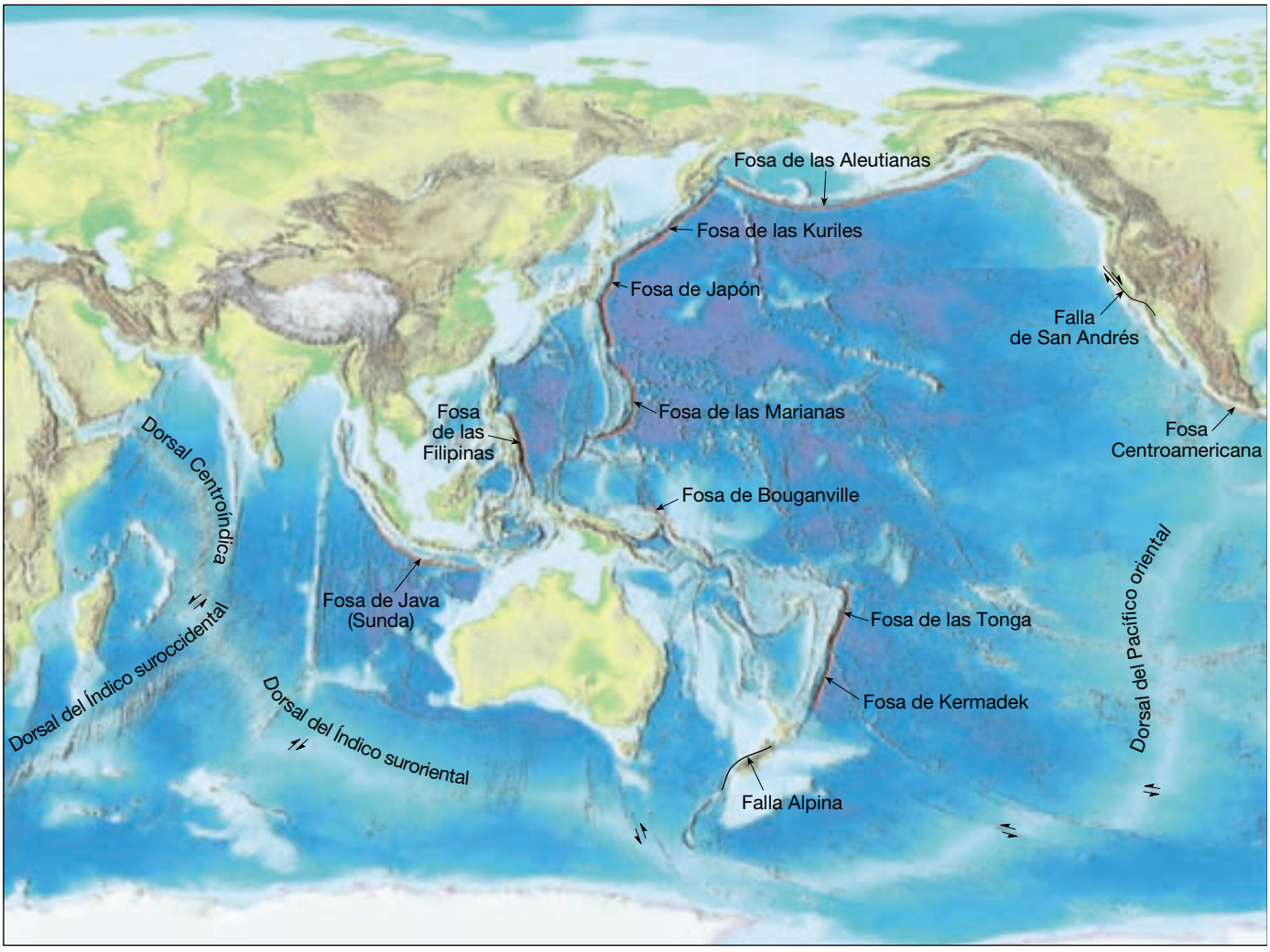
Los investigadores visitaron la parte más profunda de los océanos (donde hay una presión terriblemente elevada, oscuridad completa y temperaturas acuáticas cercanas a la congelación) ¡hace más de 40 años! En enero de 1960, el teniente Don Walsh de la marina estadounidense y el explorador Jacques Piccard descendieron al fondo de la región Challenger Deep de la fosa de las marianas en el batiscafo *Trieste*, que se sumerge a gran profundidad. A 9.906 metros, oyeron un fuerte ruido de agrietamiento que sacudió la cabina. Fueron incapaces de ver que una ventanilla de Plexiglas de 7,6 centímetros se había agrietado (milagrosamente, resistió durante el resto de la inmersión). Más de cinco horas después de abandonar la superficie, alcanzaron el fondo a 10.912 metros, una profundidad récord del descenso humano que no se ha batido desde entonces. Sí vieron algunas formas de vida que se han adaptado a la vida en las profundidades: un pequeño pez plano, una gamba y alguna medusa.

Llanuras abisales

Las **llanuras abisales** (*a* = sin; *byssus* = parte inferior) son estructuras profundas increíblemente planas; de hecho, es probable que esas regiones sean los lugares más horizontales de la Tierra. La llanura abisal situada cerca de la

Tabla 13.1 Dimensiones de algunas fosas oceánicas

Fosa	Profundidad (kilómetros)	Anchura media (kilómetros)	Longitud (kilómetros)
Aleutianas	7,7	50	3700
Japón	8,4	100	800
Java	7,5	80	4500
Kuriles-Kamchatka	10,5	120	2200
Marianas	11,0	70	2550
América Central	6,7	40	2800
Perú-Chile	8,1	100	5900
Filipinas	10,5	60	1400
Puerto Rico	8,4	120	1550
Sandwich del Sur	8,4	90	1450
Tonga	10,8	55	1400



▲ **Figura 13.8** Distribución de las fosas oceánicas profundas del mundo.

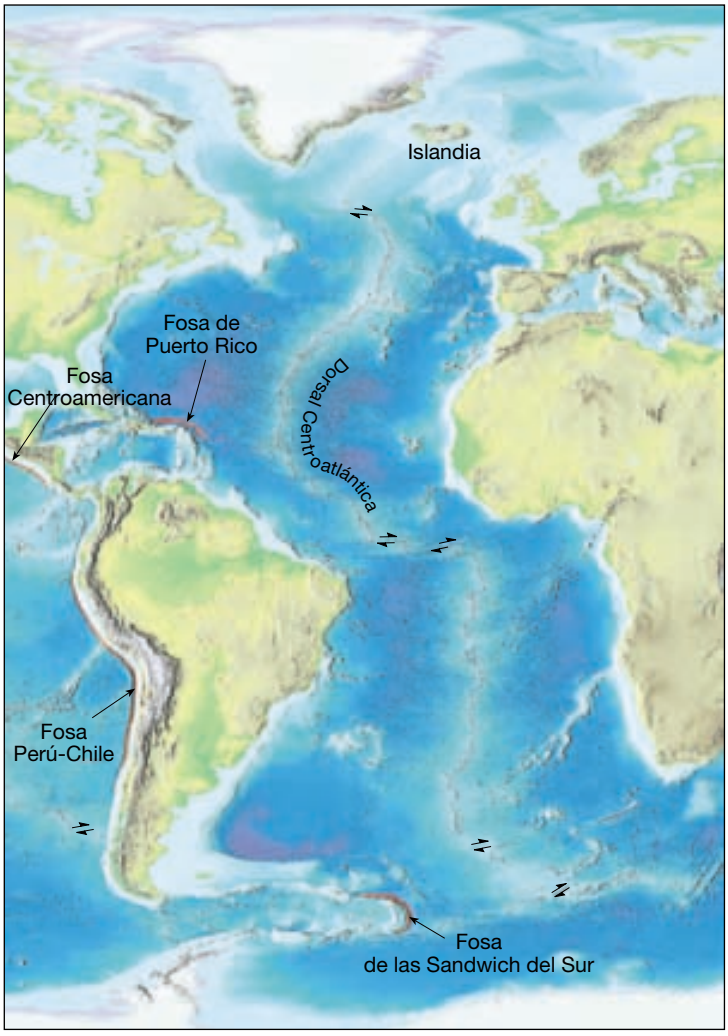
costa de Argentina, por ejemplo, tiene un relieve inferior a 3 metros a lo largo de una distancia superior a 1.300 kilómetros. La monótona topografía de las llanuras abisales está interrumpida ocasionalmente por la cima de una estructura volcánica parcialmente enterrada.

Utilizando *métodos de prospección sísmica* (instrumentos que generan señales para penetrar muy por debajo del fondo oceánico), los investigadores han determinado que las llanuras abisales deben su topografía relativamente carente de rasgos a las grandes acumulaciones de sedimentos que han enterrado un fondo oceánico por lo demás escarpado (*véase* Figura 13.3). La naturaleza de los sedimentos indica que esas llanuras consisten fundamentalmente en sedimentos transportados mar adentro por las corrientes de turbidez, depósitos que han precipitado fuera del agua marina y caparazones y esqueletos de organismos marinos microscópicos.

Las llanuras abisales se encuentran en todos los océanos. Sin embargo, el océano Atlántico tiene las llanuras abisales más extensas porque tiene pocas fosas que actúen como trampas para los sedimentos transportados desde el talud continental.

Montes submarinos, guyots y llanuras oceánicas

Los suelos oceánicos están salpicados de volcanes en escudo denominados **montes submarinos,** que pueden elevarse centenares de metros por encima de la topografía circundante. Se ha calculado que hay entre 22.000 y 55.000 montes submarinos en la superficie del fondo oceánico, de los cuales menos de 2.000 son activos. Aunque estos picos cónicos se han encontrado en todos los océanos, el mayor número se ha identificado en el Pacífi-



co. Además, los montes submarinos suelen formar cadenas lineales o, en algunos casos, una dorsal volcánica más continua, que no debe confundirse con las dorsales centrooceánicas.

Algunas dorsales, como la cadena de montes submarinos de Hawaii-Emperador en el océano Pacífico, que se extiende desde las islas Hawaii hasta la fosa de las Aleutianas, se forman encima de un punto caliente volcánico asociado con una pluma del manto (*véase* Figura 2.26). Otras nacen cerca de las dorsales oceánicas, bordes divergentes en los que las placas se separan. Si el volcán crece lo suficiente antes de que el movimiento de las placas lo aleje de la fuente magmática, la estructura emerge en forma de isla. Ejemplos de islas volcánicas en el Atlántico son las Azores, Ascensión, Tristán da Cunha y Santa Elena.

Durante la época en la que existen como islas, algunos de esos volcanes son erosionados hasta alcanzar un relieve plano próximo al del nivel del mar por la acción de la meteorización, los procesos gravitacionales, las olas y el agua superficial. A lo largo de un período de millones de años, las islas se van hundiendo y desaparecen bajo la superficie del agua de una manera gradual a medida que el movimiento de las placas las van separando lentamente de la dorsal oceánica o el punto caliente donde se originaron (*véase* Recuadro 13.2). Esos montes submarinos sumergidos de cúspide plana, se denominan **guyots***.

Las plumas del manto también generan grandes **llanuras oceánicas**, que se parecen a las provincias basálticas de inundación que se hallan en los continentes. Ejemplos de estas extensas estructuras volcánicas son las llanuras de Ontong Java y del Caribe, que se formaron a partir de grandes emisiones de lavas basálticas fluidas sobre el fondo oceánico. Por consiguiente, las llanuras oceánicas están compuestas, principalmente, de basalto almohadillados y otras rocas máficas que en algunos casos superan los 30 kilómetros de grosor.

Anatomía de una dorsal oceánica



Bordes divergentes
▼ Dorsales oceánicas y expansión del fondo oceánico

A lo largo de los bordes divergentes de placa bien desarrollados, el fondo oceánico se eleva, formando una prominencia denominada **dorsal oceánica** o **dorsal centrooceánica.** Nuestro conocimiento del sistema de dorsales oceánicas procede de la exploración del fondo oceánico, las muestras obtenidas de perforaciones profundas, la inspección visual mediante sumergibles, e incluso de la inspección de primera mano de capas del fondo oceánico que se hayan desplazado hacia tierra a lo largo de los bordes convergentes de placa. Una dorsal oceánica se caracteriza por su posición elevada, gran cantidad de fallas y sismos, alto flujo térmico y numerosas estructuras volcánicas.

El sistema de dorsales oceánicas interconectadas es el rasgo topográfico de más longitud de la superficie terrestre: supera los 70.000 kilómetros de longitud. Representando el 20 por ciento de la superficie terrestre, el sistema de dorsales oceánicas serpentea por los principales océanos como las costuras de una pelota de béisbol (Figura 13.9). Típicamente, la cresta de esta estructura lineal se sitúa entre 2 y 3 kilómetros por encima de las cuencas oceá-

* El término *guyot* es un reconocimiento al primer profesor de Geología de la Universidad de Princeton.



Recuadro 13.2 ▶ Entender la Tierra

Explicación de los atolones de coral: la hipótesis de Darwin

Los *atolones* de coral son estructuras en forma de anillo que suelen extenderse varios miles de metros por debajo del nivel del mar. ¿Qué provoca la formación de atolones y cómo alcanzan tan enorme grosor?

Los *corales* son animales coloniales del tamaño aproximado de una hormiga que se alimentan mediante tentáculos y están relacionados con las medusas. La mayoría de corales se autoprotege creando un esqueleto externo duro hecho de carbonato de calcio. En los lugares donde los corales se reproducen y crecen durante muchos siglos, sus esqueletos se funden en grandes estructuras denominadas *arrecifes de coral*. Otros corales, así como esponjas y algas, empiezan a adherirse al arrecife, y lo hacen crecer más. Al final, los peces, los gasterópodos, los pulpos y otros organismos son atraídos hacia estos hábitats variados y productivos.

Los corales requieren unas condiciones ambientales específicas para crecer. Por ejemplo, los corales que forman arrecifes crecen mejor en aguas con una temperatura anual media de unos 24 °C. No pueden sobrevivir a la exposición prolongada a temperaturas inferiores a los 18 °C o superiores a los 30 °C. Además, los corales que forman arrecifes requieren un punto de adhesión (normalmente otros corales) y agua clara e iluminada por el sol. Por consiguiente, la profundidad límite a la que pueden vivir la mayor parte de los corales es de sólo unos 45 metros.

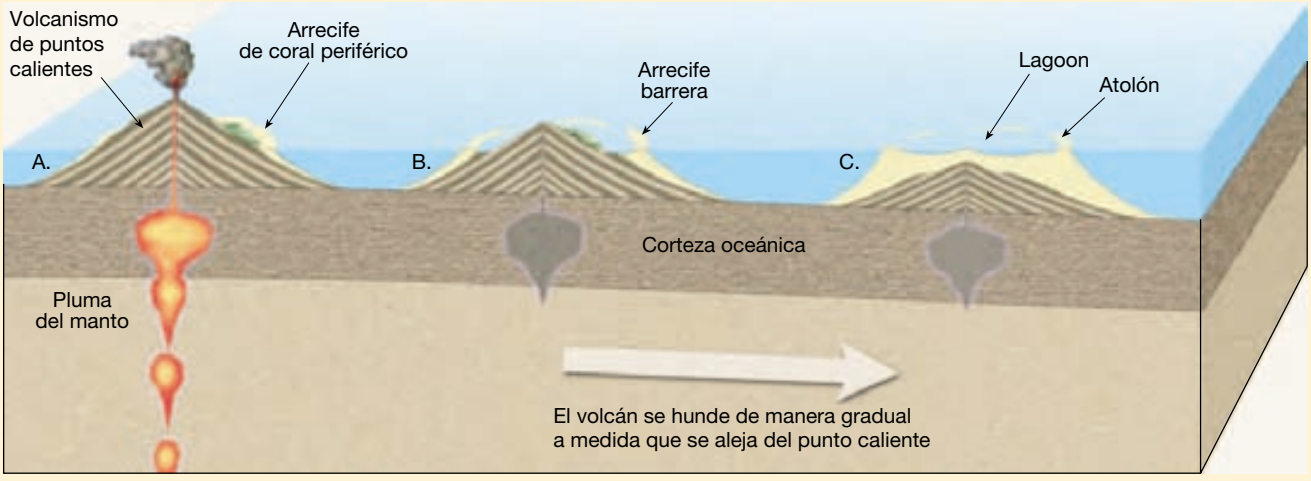
Las condiciones ambientales restringidas necesarias para el crecimiento de los corales crean una paradoja interesante: ¿cómo pueden los corales, que para vivir requieren agua cálida, superficial e iluminada por la luz solar a una profundidad no superior a unas pocas docenas de metros, crear estructuras gruesas como los atolones de coral que se extienden hacia aguas profundas?

El naturalista Charles Darwin fue uno de los primeros en formular una hipótesis sobre el origen de los atolones. De 1831 a 1836, navegó a bordo del barco británico HMS *Beagle* durante su famosa navegación alrededor del mundo. En varios lugares que Darwin visitó, observó una progresión de los estadios del desarrollo de los arrecifes de coral de (1) un *arrecife periférico* a lo largo de los bordes de un volcán a (2) un *arrecife barrera* con un volcán en el centro a (3) un *atolón*, que consta de un anillo continuo o roto de arrecifes de coral rodeado por una laguna central (Figura 13.B). La esencia de la hipótesis de Darwin era la siguiente: dado que una isla volcánica se hunde lentamente, los corales siguen formando el arrecife en dirección ascendente.

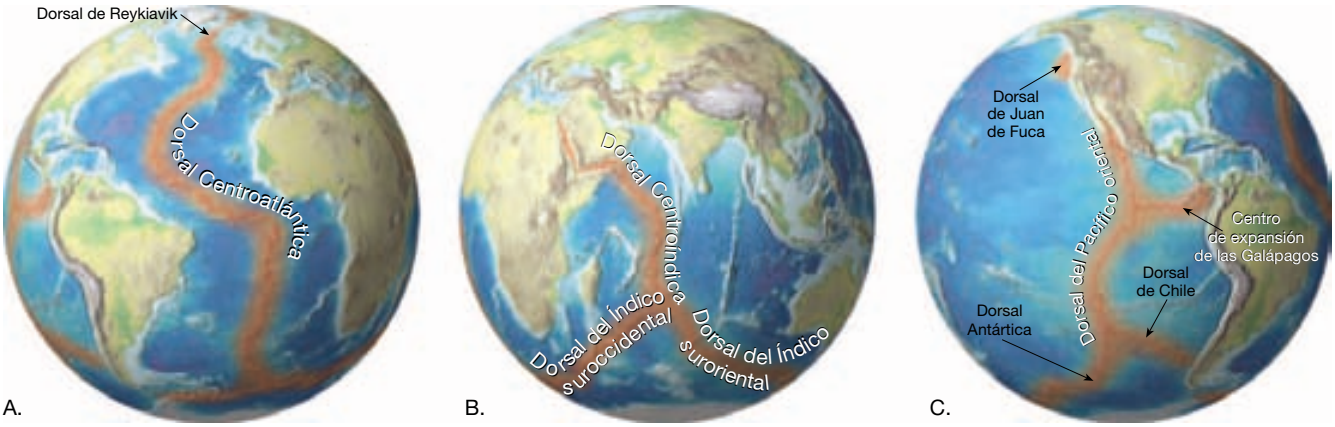
La hipótesis de Darwin explicaba cómo los arrecifes de coral, que están restringidos a las aguas superficiales, pueden construir estructuras que ahora existen en aguas mucho más profundas. Durante la época de Darwin, sin embargo, no había ningún mecanismo plausible que explicara cómo una isla puede hundirse.

En la actualidad, la tectónica de placas ayuda a explicar cómo una isla volcánica puede extinguirse y hundirse a grandes profundidades durante largos períodos de tiempo. Las islas volcánicas suelen formarse encima de una pluma del manto relativamente estacionaria, lo cual hace que la litosfera se abombe. Durante un intervalo de millones de años, estas islas volcánicas se vuelven inactivas y se hunden de manera gradual a medida que la placa en movimiento las transporta lejos del punto caliente (Figura 13.B).

Además, las perforaciones a través de los atolones han revelado que las rocas volcánicas, de hecho, se extienden por debajo de las estructuras de arrecifes de coral más antiguas (y más profundas), lo cual confirma la hipótesis de Darwin. Por tanto, los atolones deben su existencia al hundimiento gradual de las islas volcánicas que contienen arrecifes de coral que con el tiempo se forman en dirección ascendente.



▲ **Figura 13.B** Formación de un atolón de coral debida al hundimiento gradual de la corteza oceánica y el crecimiento ascendente del arrecife de coral. **A.** Se forma un arrecife de coral periférico alrededor de una isla volcánica activa. **B.** A medida que la isla volcánica se aleja de la región de actividad del punto caliente, ésta se hunde y el arrecife periférico se convierte de manera gradual en un arrecife barrera. **C.** Al final, el volcán se sumerge por completo y el atolón permanece.



▲ **Figura 13.9** Distribución del sistema de dorsales oceánicas, que recorre todas las principales cuencas oceánicas, como la costura de una pelota de béisbol.

nicas profundas adyacentes y marca los bordes de placa donde se crea nueva corteza oceánica.

Obsérvese en la Figura 13.9 que las grandes secciones del sistema de dorsales oceánicas han recibido su nombre según sus localizaciones en el interior de diferentes cuencas oceánicas. Lo ideal sería que las dorsales ocuparan el centro de las cuencas oceánicas, donde se denominan dorsales *centrooceánicas*. Eso es cierto para la dorsal Centroatlántica, que está situada en el centro del atlántico, más o menos paralela a los bordes de los continentes a ambos lados (Figura 13.9A). Eso también es cierto para la dorsal Centroíndica, pero obsérvese que la dorsal del Pacífico oriental está desplazada hacia el lado oriental del océano Pacífico (Figura 13.9B, C).

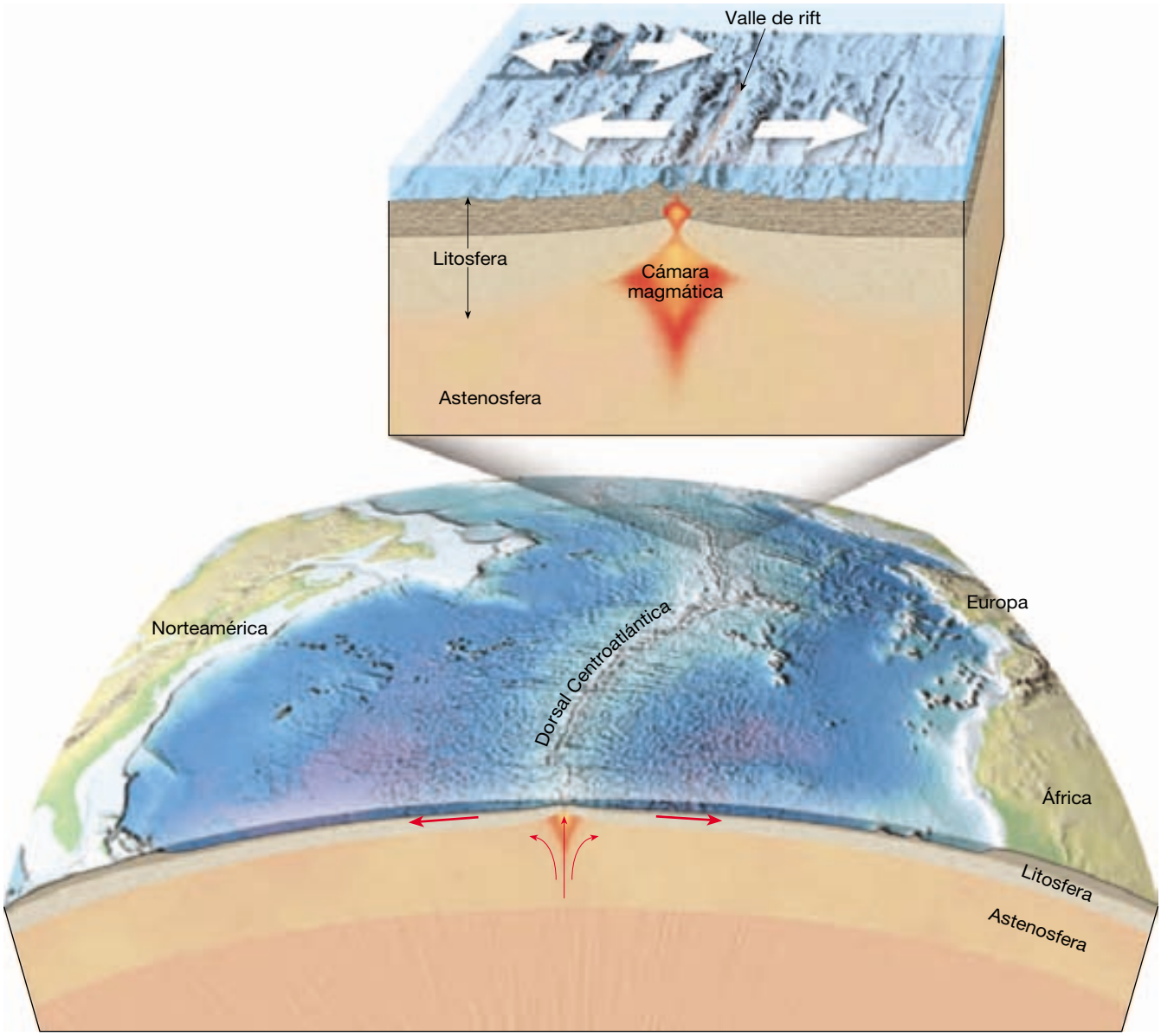
El término *dorsal* puede llevar a equívocos, ya que no se trata de estructuras estrechas y escarpadas, tal como el término implica, sino que tienen anchuras que van de 1.000 a 4.000 kilómetros y el aspecto de una gran elevación alargada que suele exhibir una topografía irregular. Además, en un examen atento de la Figura 13.8 se observa que el sistema de dorsales está dividido en segmentos de entre unas pocas decenas y centenares de kilómetros de longitud. A pesar de que cada segmento es independiente del segmento adyacente, en general están conectados, el uno con el otro, a través de una falla transformante.

Las dorsales oceánicas son tan altas como algunas montañas continentales y, por tanto, suelen describirse como estructuras de naturaleza montañosa. Sin embargo, la semejanza acaba ahí. Mientras la mayor parte de montañas continentales se forma cuando las fuerzas compresionales pliegan y metamorfosean gruesas secuencias de rocas sedimentarias a lo largo de los bordes convergentes de placa, las dorsales oceánicas se forman donde las fuerzas tensionales fracturan y separan la corteza oceánica. Las dorsales oceánicas están compuestas de capas y pilas de rocas basálticas recién formadas falladas según bloques alargados que ascienden isostaticamente.

A lo largo del eje de algunos segmentos del sistema de dorsales oceánicas hay grandes fosas limitadas por fallas normales denominadas **valles de rift** (Figura 13.10). Estas estructuras pueden superar los 50 kilómetros de ancho y los 2.000 metros de profundidad. Dado que contienen bloques fallados e inclinados de corteza oceánica, así como conos volcánicos que han crecido sobre fondo oceánico recién formado, los valles de rift suelen exhibir una topografía escarpada. El nombre *valle de rift* se ha aplicado a estas estructuras porque son muy parecidas a los valles de rift continentales; un buen ejemplo de ello es el rift del Este de África.

Topográficamente, los flancos externos de la mayoría de las dorsales están relativamente hundidos (excepto los picos volcánicos aislados) y se elevan de manera muy gradual (pendientes inferiores a 1 grado) hacia el eje de la dorsal. Cerca de las crestas, la topografía se hace más escarpada a medida que las estructuras volcánicas y los valles limitados por fallas que tienden a ser paralelos al eje de la dorsal van adquiriendo más notoriedad. La topografía más escarpada se encuentra en las dorsales que tienen grandes valles de rift.

Debido a su accesibilidad a los investigadores americanos y europeos, algunas partes de la dorsal Centroatlántica se han estudiado de una manera considerablemente detallada (Figura 13.10). Se trata de una ancha estructura sumergida que se eleva de 2.500 a 3.000 metros por encima del fondo de la cuenca oceánica adyacente. En algunos lugares, como en Islandia, la dorsal se ha elevado incluso por encima del nivel del mar (Figura 13.9). Aunque casi a lo largo de toda su longitud, este borde de placa divergente se encuentra muy por debajo del



▲ **Figura 13.10** El eje de algunos segmentos del sistema de dorsales oceánicas contiene bloques hundidos limitados por fallas denominados *valles de rift*. Algunos pueden superar los 50 kilómetros de ancho y los 2.000 metros de profundidad.

nivel del mar. Otro rasgo destacado de la dorsal Centroatlántica es su profundo valle de rift lineal que se extiende a lo largo del eje de la dorsal. Mediante barcos y sumergibles, así como equipos de sonar lateral sofisticados, se han obtenido «imágenes» de este valle de rift en beneficio de las investigaciones actuales y futuras. En algunos lugares el ancho de este valle mide más de 30 kilómetros y está limitado por paredes de unos 1.500 metros de altura, lo cual lo convierte en una estructura comparable a la parte más profunda y más ancha del Gran Cañón de Arizona.

Origen de la litosfera oceánica



Bordes divergentes
▼ Dorsales oceánicas y expansión del fondo oceánico

Las dorsales oceánicas representan los bordes constructivos de placa en los que se origina nueva litosfera oceánica. De hecho, el mayor volumen de magma (más del 60 por ciento del total de la producción anual de la Tierra) se genera a lo largo del sistema de dorsales oceánicas en

asociación con la expansión del fondo oceánico. Conforme las placas divergen, se crean fracturas en la corteza oceánica que se llenan inmediatamente de roca fundida que asciende, procedente de la astenosfera caliente inferior. Este material fundido se enfría lentamente y se convierte en roca sólida, produciendo nuevas capas de suelo oceánico. Este proceso tiene lugar una y otra vez y genera nueva litosfera que se aleja de la cresta de la dorsal a modo de cinta transportadora.

Expansión del fondo oceánico

Recordemos que Harry Hess, de la Universidad de Princeton, formuló el concepto de expansión del fondo oceánico a principios de los años sesenta. Más tarde, los geólogos pudieron verificar el argumento de Hess de que se está produciendo expansión del fondo oceánico a lo largo de zonas relativamente estrechas localizadas en las crestas de las dorsales denominadas **zonas de rift.** Ahí, bajo el eje de la dorsal donde las placas litosféricas se separan, las rocas calientes y sólidas del manto ascienden y sustituyen el material que se ha desplazado hacia los lados. Recordemos del Capítulo 4 que, a medida que la roca asciende, ésta experimenta una disminución de la presión de confinamiento y puede fundirse sin adición de calor. Este proceso, denominado *fusión por descompresión*, es la manera en que se genera el magma a lo largo del eje de la dorsal.

La fusión parcial de las rocas del manto produce magma basáltico con una composición sorprendentemente uniforme a todo lo largo del sistema de dorsales. Este magma recién formado se separa de las rocas del manto de las que se deriva y asciende hacia la superficie en forma de lágrimas o plumas. Aunque la mayor parte de este magma se almacena en depósitos alargados (cámaras magmáticas) situados justo debajo de la cresta de la dorsal, el 10 por ciento acaba migrando hacia arriba a lo largo de fisuras y es expulsado en forma de coladas de lavas sobre el fondo oceánico (Figura 13.10). Esta actividad añade nuevas rocas basálticas a los bordes de placa de una manera continua, uniéndolas temporalmente; estos enlaces sólo se rompen al continuar la expansión. A lo largo de algunas dorsales, las emisiones de lavas bulbosas forman volcanes en escudo (montes submarinos) sumergidos, así como dorsales alargadas. En otros lugares, las lavas muy fluidas crean una topografía más suave.

Durante la expansión del fondo oceánico, el magma inyectado en las fracturas recién desarrolladas forma diques que se enfrían desde sus límites externos hacia el centro. Dado que los interiores cálidos de estos diques recién formados son débiles, la expansión continuada produce nuevas fracturas que tienden a separar estas rocas jóvenes más o menos por la mitad. Como consecuencia, se añade nuevo material a las dos placas divergentes por igual. Por consiguiente, crece nuevo suelo oceánico simétricamente a ambos lados de la cresta de la dorsal situada en el centro. De hecho, los sistemas de dorsales de los océanos Atlántico e Índico están localizados cerca de la mitad de esos volúmenes de agua y, por consiguiente, se denominan dorsales centrooceánicas. Sin embargo, la dorsal del Pacífico oriental está situada bastante lejos del centro del océano Pacífico. Pese a la expansión uniforme a lo largo de esta dorsal, gran parte de la cuenca del Pacífico que en alguna ocasión estuvo al este de este centro de expansión ha sido cabalgada por la migración hacia el este de las placas americanas.

Las zonas de separación activas miden sólo de 20 a 30 kilómetros de ancho aproximadamente y se caracterizan por las fallas y el volcanismo. En estos lugares los grandes trozos de corteza oceánica se desplazan a lo largo de fallas normales y producen una topografía escarpada compuesta de bloques fallados inclinados (horsts y grabens) paralelos al eje del centro de expansión (*véase* Capítulo 10). A lo largo de la mayoría de segmentos de la dorsal, las estructuras volcánicas también son prominentes. Sin embargo, la región de volcanismo activo parece estar limitada a una zona de menos de 10 kilómetros de ancho. Más allá de la zona activa de rift, las fallas y el volcanismo desaparecen y la corteza se vuelve rígida y estable.

Cuando Harry Hess propuso por primera vez el concepto de expansión del fondo oceánico, se creía que la corriente ascendente del manto era una de las fuerzas conductoras de los movimientos de placas. Desde entonces, los geólogos han descubierto que la corriente ascendente a lo largo de la dorsal oceánica es un *proceso pasivo.* En otras palabras, la corriente ascendente del manto tiene lugar porque se crea «espacio» a medida que la litosfera oceánica se aleja horizontalmente del eje de la dorsal. Por el contrario, las plumas del manto que se originan en la profundidad del manto ascienden porque son más calientes y, por tanto, más ligeras que las rocas del manto circundantes.

¿Por qué las dorsales oceánicas están elevadas?

La razón principal que explica la posición elevada del sistema de dorsales es el hecho de que la litosfera oceánica recién creada está caliente, ocupa más volumen y, por tanto, es menos densa que las rocas más frías de las cuencas oceánicas profundas. A medida que la corteza basáltica recién formada se aleja de la cresta de la dorsal, se enfría desde arriba a media que el agua marina circula a través de los poros y fracturas de la roca. También se enfría porque se aleja de la zona de corriente ascendente, que es la principal fuente de calor. Como consecuencia, la litosfera se enfría de manera gradual, se contrae y se hace más densa.

Esta contracción térmica explica en parte las mayores profundidades oceánicas que existen lejos de las dorsales. Se tardan casi 80 millones de años antes de que cese completamente el enfriamiento y la contracción. Durante este tiempo, las rocas que formaron parte del sistema de dorsales oceánicas elevadas, se localizan en las cuencas oceánicas profundas, donde están cubierta por gruesas acumulaciones de sedimentos.

A medida que la litosfera se aleja de la cresta de la dorsal, el enfriamiento también provoca un aumento gradual del grosor de la litosfera. Eso se produce porque el límite entre la litosfera y la astenosfera se basa en las propiedades mecánicas del material del manto, que dependen de la temperatura. Recordemos que la litosfera es la capa externa fría y rígida de la Tierra, mientras que la astenosfera es una zona comparativamente caliente y débil. Conforme el material del manto superior envejece (se enfría), se vuelve rígido. Por tanto, la porción superior de la astenosfera se convierte en litosfera simplemente mediante el enfriamiento. La litosfera oceánica recién formada continuará engrosándose durante unos 80 millones de años. Luego, su grosor se mantiene relativamente constante hasta que subduce.

Velocidades de expansión y topografía de las dorsales

Cuando se estudiaron en detalle varios segmentos del sistema de dorsales oceánicas, se descubrieron numerosas diferencias. Parece que muchas de estas diferencias están controladas por las velocidades de expansión. Uno de los principales factores controlados por las velocidades de expansión es la cantidad de magma generado en una zona de rift. En los centros de expansión rápida, la divergencia se produce a una mayor velocidad que en los centros de expansión lentos, lo cual tiene como consecuencia una mayor cantidad de magma que asciende del manto. Por consiguiente, las cámaras magmáticas situadas debajo de los centros de expansión rápida tienden a ser estructuras mayores y más permanentes que las asociadas con los centros de expansión más lentos. Además, la expansión a lo largo de los centros de expansión rápida parece ser un proceso relativamente continuo en el rifting y la corriente ascendente se producen a todo lo largo del eje de la dorsal. Por el contrario, la fractura en los centros de expansión lenta parece ser más episódica y los segmentos de la dorsal pueden permanecer dormidos durante extensos períodos de tiempo.

A las velocidades de expansión comparativamente lentas de 1 a 5 centímetros anuales, como sucede en las dorsales Centroatlántica y Centroíndica, se desarrollan valles de rift prominentes a lo largo de la cresta de la dorsal (Figura 13.11A). Recordemos que estas estructuras pueden medir 50 kilómetros de ancho y más de 2.000 metros de profundidad. Aquí, el desplazamiento de grandes fragmentos de corteza oceánica a lo largo de fallas casi verticales contribuye a la topografía característicamente escarpada de estos valles de rift. Además, las estructuras volcánicas tienden a formar conos individuales. Por el contrario, en los centros de expansión rápida, los conos volcánicos tienden a solaparse o pueden incluso desarrollarse en una dorsal volcánica alargada, produciendo una topografía más suave.

A lo largo de la dorsal de las Galápagos y en la sección más septentrional de la dorsal del Pacífico oriental, la norma es una velocidad de expansión intermedia de 5 a 9 centímetros anuales. En estos lugares, los valles de rift que se desarrollan son superficiales, con profundidades a menudo inferiores a los 200 metros, y su topografía tiende a ser suave en comparación con los que exhiben velocidades de expansión más lentas.

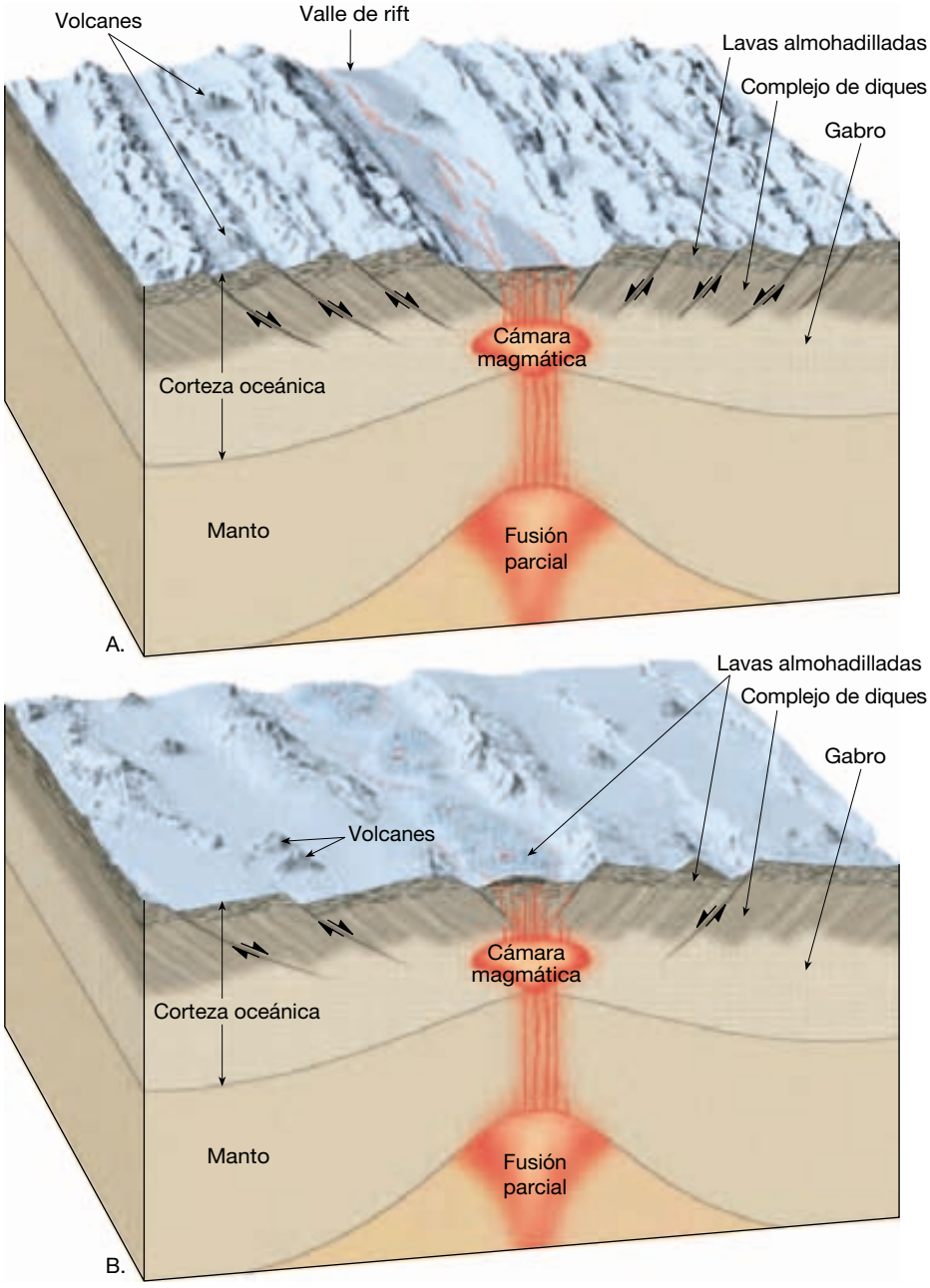
A velocidades de expansión más rápidas (más de 9 centímetros anuales), como las que se producen a lo largo de la mayor parte de la dorsal del Pacífico oriental, no se desarrollan valles de rift centrales y la topografía es relativamente suave (Figura 13.11B). Además, dado que la profundidad del océano depende de la edad del fondo oceánico, los segmentos de dorsal que exhiben velocidades de expansión más lentas tienden a presentar perfiles más escarpados que las dorsales con velocidades de expansión más rápidas (Figura 13.12).

Estructura de la corteza oceánica

Uno de los aspectos más interesantes de la corteza oceánica es que su grosor y su estructura son destacadamente uniformes a todo lo largo de las cuencas oceánicas. Los sondeos sísmicos indican que tiene un grosor medio aproximado de sólo 7 kilómetros. Además, está compuesta casi en su totalidad por una capa de la roca ultramáfica peridotita, que forma el manto litosférico.

Aunque la mayor parte de la corteza oceánica se forma fuera del alcance de nuestra vista, muy por debajo del nivel del mar, los geólogos han podido observar la estructura del fondo oceánico. En localizaciones como Terranova, Chipre, Omán y California, fragmentos de la corteza oceánica han cabalgado por encima del nivel del mar. A partir de estos afloramientos, los investigadores concluyen que el fondo oceánico consiste en cuatro capas distintas (Figura 13.13):

- Capa 1: la capa superior está formada por una serie de sedimentos no consolidados.
- Capa 2: bajo la capa de sedimentos hay una unidad rocosa compuesta principalmente de lavas basálticas que contienen abundantes estructuras



◀ **Figura 13.11** Topografía de la cresta de una dorsal oceánica. **A.** A velocidades de expansión lentas, se desarrolla un valle de rift prominente a lo largo de la cresta de la dorsal y la topografía es, en general, accidentada. **B.** A lo largo de los centros de expansión rápida no se desarrollan valles de rift intermedios y la topografía es en comparación suave.

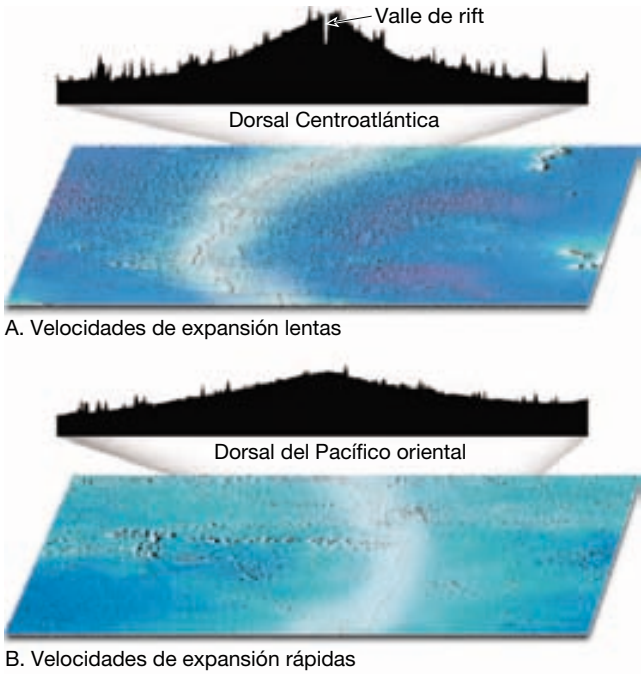
en forma de almohada denominadas *basaltos almohadillados*.

- Capa 3: la capa rocosa intermedia está formada por numerosos diques interconectados con una orientación casi vertical, denominados *complejo de diques*.
- Capa 4: la unidad inferior está compuesta principalmente por gabros, el equivalente de grano grueso del basalto, que cristalizó en una cámara magmática debajo del eje de la dorsal.

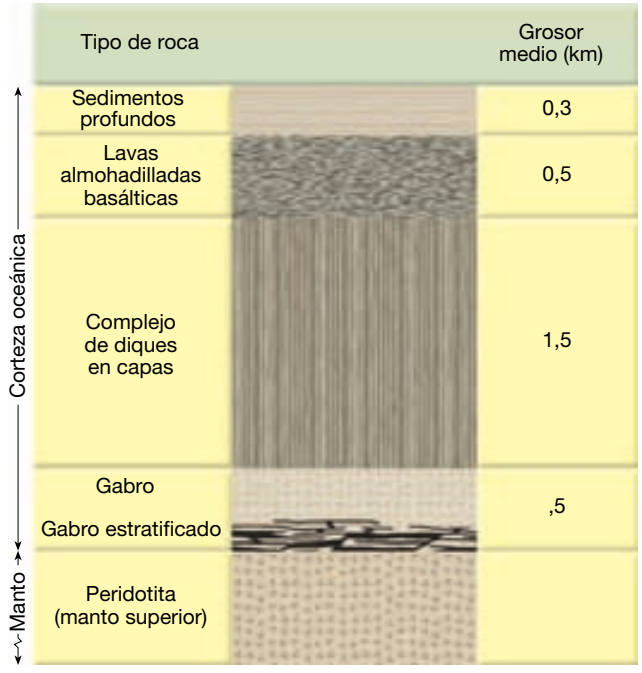
Esta secuencia de rocas se denomina **complejo ofiolítico** (Figura 13.13). Del estudio de diversos complejos ofiolíticos y de datos relacionados, los geólogos han deducido el proceso de formación del fondo oceánico.

Formación de la corteza oceánica

Recordemos que el magma basáltico que migra hacia arriba para crear nueva corteza oceánica se origina a partir de la fusión parcial de las rocas del manto (peridotitas). La re-



▲ **Figura 13.12** La profundidad del océano depende de la edad del fondo oceánico. **A.** Las dorsales que exhiben velocidades de expansión lentas, como la dorsal Centroatlántica, tienen perfiles relativamente empinados. **B.** Las dorsales como la del Pacífico oriental que tienen velocidades de expansión rápidas tienden a tener perfiles menos empinados. Obsérvese que las pendientes de ambos perfiles, así como los montes submarinos, están enormemente exageradas.



▲ **Figura 13.13** Tipos de rocas y el grosor de una sección típica de la corteza oceánica basada en datos obtenidos de los complejos ofiolíticos y los estudios sísmicos.

gión de origen de este magma puede encontrarse más de 80 kilómetros por debajo del fondo oceánico. Al estar parcialmente fundido y ser menos denso que la roca sólida circundante, el magma se desplaza gradualmente hacia arriba y entra en una cámara magmática que se cree que mide menos de 10 kilómetros de ancho y se sitúa sólo 1 o 2 kilómetros por debajo de la cresta de la dorsal (Figura 13.11). En los estudios sísmicos realizados a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental se han identificado cámaras magmáticas a lo largo del 60 por ciento de la dorsal. Por tanto, estas estructuras parecen ser rasgos de alguna manera permanentes, al menos a lo largo de los centros de expansión rápidos. Sin embargo, a lo largo de los centros de expansión lentos, donde la velocidad de producción magmática es menor, parece que las cámaras magmáticas se forman de manera intermitente. Algunos investigadores han sugerido que la actividad volcánica es también más esporádica a lo largo de los centros de expansión lentos.

Conforme la expansión del fondo oceánico progresa, se desarrollan numerosas fracturas verticales en la corteza oceánica situada sobre estas cámaras magmáticas. La roca fundida se inyecta en el interior de estas fisuras, donde una parte se enfría y solidifica, y forma diques. Los nuevos diques intruyen en los diques antiguos, que todavía están calientes y son débiles, y forman **diques en capas.** Esta parte de la corteza oceánica suele medir de 1 a 2 kilómetros de grosor.

Aproximadamente el 10 por ciento del magma que entra en las cámaras acaba siendo expulsado sobre el fondo oceánico. Dado que la superficie de una colada de lava submarina se enfría rápidamente gracias al agua marina, en raras ocasiones se desplaza más de unos pocos kilómetros antes de solidificarse por completo. El movimiento de avance se produce cuando la lava se acumula tras el borde solidificado y luego se abre paso. Este proceso se produce una y otra vez, a medida que se extruye el basalto fundido, de la misma manera que la pasta de dientes sale de un tubo que se apriete fuerte. El resultado son unas protuberancias en forma de tubo que parecen almohadas grandes apiladas las unas encima de las otras; de ahí el nombre de **basaltos almohadillados**. En algunos lugares, las lavas almohadilladas pueden formar montones del tamaño de un volcán parecidos a los volcanes en escudo pequeños, mientras que en otros lugares forman dorsales alargadas. Estas estructuras acabarán viendo interrumpido su suministro de magma a medida que son transportadas lejos de la cresta de la dorsal a causa de la expansión del fondo oceánico.

La unidad inferior de la corteza oceánica se desarrolla a partir de la cristalización en el interior de la propia cámara magmática central. Los primeros minerales que cristalizan son el olivino, el piroxeno y en algunas

ocasiones la cromita (óxido de cromo), este último puede descender atravesando el magma y forman una zona estratificada cerca del fondo del depósito. El magma restante tiende a enfriarse a lo largo de las paredes de la cámara y forma cantidades masivas de gabro de grano grueso. Esta unidad constituye la mayor parte de la corteza oceánica, donde puede representar hasta 5 de sus 7 kilómetros de grosor total.

De este modo, los procesos que actúan a lo largo del sistema de dorsales generan toda la secuencia de rocas que se encuentran en un complejo ofiolítico. Puesto que las cámaras magmáticas se vuelven a rellenar periódicamente con magma fresco procedente de la astenosfera, la corteza oceánica se genera de manera continua.

Interacción entre el agua marina y la corteza oceánica

Además de servir como mecanismo para disipar el calor interno de la Tierra, la interacción entre el agua marina y la corteza basáltica recién formada altera tanto el agua marina como la corteza. Puesto que las coladas de lava submarinas son muy permeables y la corteza basáltica superior está muy fracturada, el agua marina puede penetrar hasta una profundidad de 2 kilómetros. Cuando el agua marina circula a través de la corteza caliente, se calienta y altera la roca basáltica mediante un proceso llamado *metamorfismo hidrotermal* (agua caliente). Esta alteración hace que la plagioclasa rica en calcio de los basaltos recién formados cambie el calcio por el sodio de la sal (NaCl) del agua marina. Además, los silicatos oscuros del basalto suelen alterarse y formar el mineral clorita.

Además de alterar la corteza basáltica, también se modifica el agua marina. Cuando el agua marina caliente circula a través de la roca recién formada, disuelve los iones de silicio, hierro, cobre y otros metales procedentes de los basaltos calientes. Una vez el agua se ha calentado a varios centenares de grados Celsius, asciende ligeramente a lo largo de las fracturas y acaba siendo expulsada a la superficie (*véase* Recuadro 13.3). En los estudios realizados con sumergibles a lo largo de la dorsal de Juan de Fuca se fotografiaron estas soluciones ricas en metales cuando brotan del fondo oceánico y forman nubes llenas de partículas denominadas **fumarolas negras.** A medida que el líquido caliente (unos 350 °C) se mezcla con el agua marina fría, los minerales disueltos precipitan y forman depósitos masivos de sulfuros metálicos, algunos de los cuales son económicamente importantes. En algunas ocasiones, estos depósitos crecen hacia arriba y forman grandes estructuras en forma de chimenea.



Recuadro 13.3 ▶ La Tierra como sistema

Las biocomunidades de las chimeneas hidrotermales submarinas: ¿la primera vida terrestre?

Las chimeneas hidrotermales de las profundidades marinas se forman a lo largo de muchas zonas de rift activas. Ahí, el agua marina percola en la corteza oceánica caliente y recién formada. Durante su trayecto, el agua puede saturarse con minerales antes de que vuelva a ser arrojada al océano en forma de *fumarola negra.* Las fumarolas oceánicas suelen emitirse desde altas chimeneas compuestas de sulfuros metálicos que han precipitado a medida que el agua caliente de la chimenea contacta con el agua fría del mar.

Las temperaturas del agua en algunas chimeneas alcanzan hasta los 350 °C, lo cual es demasiado caliente para que haya vida. No obstante, en otras chimeneas, las temperaturas de 100 °C o inferiores nutren unas exóticas *biocomunidades de chimeneas hidrotermales* de organismos que no se encuentran en ningún otro lugar del mundo. De hecho, se han descubierto centenares de nuevas especies (e incluso nuevos géneros y familias) alrededor de estos hábitats de las profundidades marinas desde que los científicos los descubrieron a lo largo del rift de las Galápagos en 1977. Existen otras biocomunidades de chimeneas hidrotermales localizadas en puntos específicos a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental, la dorsal Centroatlántica, la dorsal Centroíndica y la dorsal de Juan de Fuca.

¿Cómo sobreviven estos organismos en este ambiente oscuro, caliente y rico en sulfuros en el que la fotosíntesis no puede tener lugar? En los estudios de los organismos de las chimeneas hidrotermales se revela que los organismos microscópicos parecidos a las bacterias y denominados *arqueobacterias* (*archaeos* = antiguo) que viven en el interior y en la proximidad de las chimeneas realizan *quimiosíntesis* (*chemo* = química; *syn* = con; *thesis* = ordenamiento) y constituyen la base de la cadena trófica. Las chimeneas hidrotermales proporcionan energía térmica para que las arqueobacterias oxiden el sulfuro de hidrógeno (H_2S), que se forma a través de la reacción del agua caliente con el sulfato disuelto (SO_4^{-2}). Mediante la quimiosíntesis, las arqueobacterias producen azúcares y otros alimentos que permiten que éstos y otros organismos vivan en este ambiente muy poco habitual y extremo.

Algunas arqueobacterias viven simbióticamente dentro de gusanos gigantes sin intestinos que habitan en los tubos. Estas arqueobacterias proporcionan alimento a los gusanos tubícolas para que crezcan a una velocidad tal como 1 metro cada año y hasta alcanzar los 3 metros de longitud. Otras arqueobacterias son consumidas por mejillones amarillos especia-

lizados, almejas blancas gigantes y erizos de mar rosas. A su vez, éstos son devorados por cangrejos y peces únicos. Por tanto, las arqueobacterias son el fundamento de un ecosistema vivo que no necesita la luz solar.

Es muy probable que existieran ambientes parecidos a los de las chimeneas hidrotermales durante la historia inicial del planeta. Algunos científicos han sugerido que la uniformidad de las condiciones y la energía abundante de las chimeneas habrían proporcionado un hábitat ideal para el origen de la vida. De hecho, las chimeneas hidrotermales pueden representar uno de los ambientes que generan vida más antiguos, porque la actividad hidrotermal se produce donde hay volcanes y agua. Otra línea de pruebas que respaldan que las chimeneas hidrotermales albergaron una parte de la primera vida terrestre reside en el hecho de que las arqueobacterias contienen una composición genética antigua.

Ruptura continental: el nacimiento de una nueva cuenca oceánica



Bordes divergentes
▼ Formación de cuencas oceánicas

El motivo por el que el supercontinente Pangea empezó a separarse hace casi 200 millones de años no se sabe con seguridad. Sin embargo, este acontecimiento sirve para ilustrar que quizás la mayoría de cuencas oceánicas empieza a formarse cuando un continente empieza a separarse. Éste es claramente el caso del océano Atlántico, que se formó cuando el continente americano se separó de Europa y África. También es cierto para el océano Índico, que se desarrolló cuando África se separó de la Antártida y de India.

Evolución de una cuenca oceánica

El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un **rift continental,** una depresión alargada en la que toda la litosfera se ha deformado. Ejemplos de rifts continentales son el rift de África oriental, el rift del Baikal (al sur de la Siberia central), el valle del Rin (noroeste de Europa), el rift de Río Grande y la provincia Basin and Range del oeste de los Estados Unidos. Parece que los rifts continentales se forman en gran variedad de entornos tectónicos y pueden terminar con la separación de un continente.

En los lugares en los que la ruptura continúa, el sistema de rifts se convertirá en una cuenca oceánica joven y estrecha, como ejemplifica el mar Rojo en la actualidad. Al final, la expansión del fondo oceánico tiene como resultado la formación de una cuenca oceánica madura limitada por bordes continentales. El océano Atlántico es una estructura de este tipo. A continuación, observaremos este modelo de evolución de las cuencas oceánicas mediante ejemplos actuales que representen los varios estadios de la ruptura.

Rift de África oriental Un ejemplo de rift continental activo es el rift de África oriental, que se extiende a través del África oriental a lo largo de unos 3.000 kilómetros. Más que constituir un solo rift, el rift de África oriental está formado por varios valles interconectados de algún modo que se separan en una sección oriental y otra occidental alrededor del lago Victoria (Figura 13.14). Todavía se debate si este rift se convertirá en un centro de expansión, donde la subplaca Somalí se separará del continente africano. No obstante, se cree que el rift de África oriental representa el estadio inicial de la fractura de un continente.

El período de fracturación más reciente empezó hace unos 20 millones de años cuando una corriente ascendente del manto intruyó en la base de la litosfera (Figura 13.15A). El ascenso ligero de la litosfera calentada hizo que la corteza adoptara forma de domo. Como consecuencia, la corteza superior se rompió a lo largo de fallas normales de gran ángulo y produjo bloques hundidos, o *grabens*, mientras que la corteza inferior se deformó por el estiramiento dúctil (Figura 13.15B). Como se muestra en la Figura 13.14, en los valles hundidos, se formó una serie de lagos limitados por acantilados inclinados de miles de kilómetros de altura. Por tanto, este sistema de rifts continentales es muy parecido a los rifts que se encuentran a lo largo de los centros de expansión lentos, como la dorsal Centroatlántica.

En su fase de formación inicial, el magma generado a través de la fusión por descompresión de la pluma ascendente del manto intruye en la corteza. Una parte del magma migra a lo largo de las fracturas y es expulsado hacia la superficie. Esta actividad produce coladas extensas basálticas en el interior del rift, así como conos volcánicos, algunos de los cuales se forman a más de 100 kilómetros del eje del rift. Son ejemplos de ello el monte Kilimanjaro, que es el punto más elevado de África y se eleva casi 6.000 metros por encima de la llanura de Serengeti, y el monte Kenia.

Mar Rojo Las investigaciones sugieren que si se mantienen las fuerzas tensionales, un valle de rift se alargará y se hará más profundo, hasta que finalmente se extenderá y alcanzará el borde del continente y, de este modo, éste quedará dividido en dos partes (Figura 13.15C). En este punto, el rift continental se transforma en un estrecho mar lineal con una desembocadura en el océano, similar al mar Rojo.

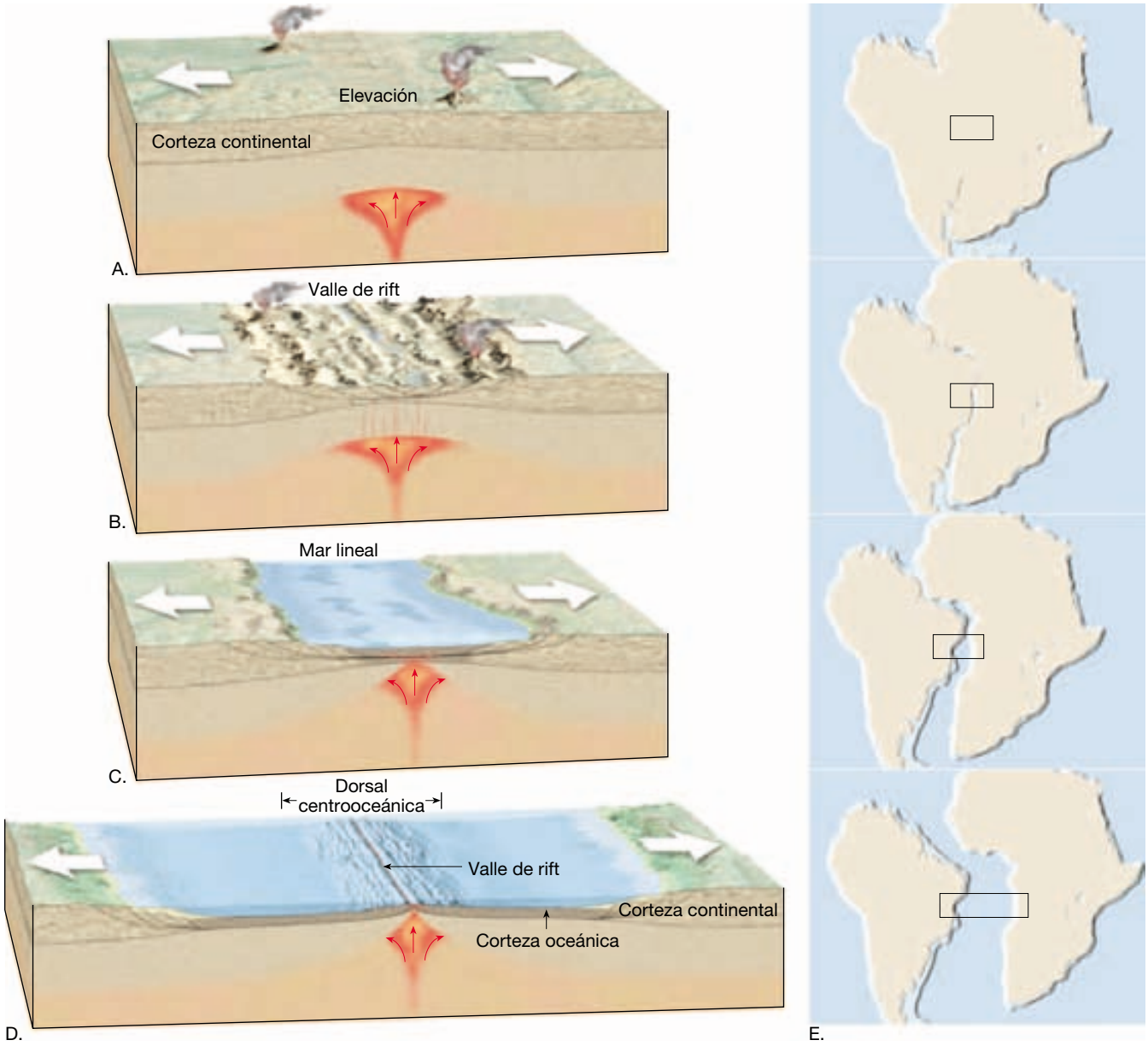


Figura 13.14 Valles de rift del este de África y estructuras asociadas.

El mar Rojo se formó cuando la península Arábiga se separó de África, proceso que empezó hace unos 30 millones de años. Los escarpes de falla inclinados que se elevan hasta 3 kilómetros por encima del nivel del mar flanquean los bordes de esta masa de agua. Por tanto, los escarpes que rodean el mar Rojo son parecidos a los acantilados que limitan el rift de África oriental. Aunque el mar Rojo sólo alcanza profundidades oceánicas (hasta 5 kilómetros) en algunos puntos, las bandas magnéticas simétricas indican que ha tenido lugar una expansión del fondo oceánico durante los últimos 5 millones de años.

Océano Atlántico Si la expansión continúa, el mar Rojo se ampliará y desarrollará una dorsal oceánica elevada parecida a la dorsal Centroatlántica (Figura 13.15D). Conforme se añade nueva corteza oceánica a las placas divergentes, los bordes continentales fracturados se alejan lentamente el uno del otro. Como consecuencia, los bordes continentales fracturados que habían estado situados encima de la región de la corriente ascendiente, se desplazan hacia el interior de las placas en crecimiento. Por consiguiente, a medida que la litosfera continental se aleja de la fuente de calor, se enfría, se contrae y se hunde.

Con el tiempo, estos bordes continentales se hundirán por debajo del nivel del mar. Simultáneamente, el material erosionado de la masa continental adyacente se depositará encima de la topografía fallada del borde continental sumergido. Al final, este material se acumulará y formará una cuña de sedimentos relativamente poco modificados y rocas sedimentarias. Recordemos que los bordes continentales de este tipo se denominan *bordes continentales pasivos*. Ejemplos de bordes continentales pasivos rodean el océano Atlántico, incluidos el norte y el sur de América, así como las zonas costeras del oeste de Europa y África. Puesto que los bordes pasivos no están asociados con los límites de placa, experimentan poco volcanismo y escasos terremotos. Recordemos, no obstante, que éste no era el caso cuando estos bloques litosféricos componían los flancos de un rift continental.



▲ **Figura 13.15** Formación de una cuenca oceánica. **A.** Las fuerzas tensionales y el ascenso de litosfera caliente provocan la fracturación de la corteza superior a lo largo de las fallas normales, mientras que la corteza inferior se deforma mediante la tensión dúctil. **B.** A medida que la corteza se separa, las grandes capas de roca se hunden y generan una zona de rift. **C.** Una mayor expansión genera un mar estrecho. **D.** Al final, se crean una cuenca oceánica expansiva y un sistema de dorsales. **E.** Ilustración de la separación de Suramérica y África para formar el Atlántico sur.

No todos los valles de rift continentales desarrollan centros de expansión completos. Un rift abortado recorre el centro de los Estados Unidos y se extiende desde el lago Superior hasta el centro de Kansas (Figura 13.16). Este valle de rift, que había sido activo, está lleno de rocas volcánicas que fueron extruídas sobre la corteza hace más de 1.000 millones de años. Todavía se desconoce el motivo por el que un valle de rift desarrolla un centro de expansión activo mientras otros están abandonados.

Mecanismos de ruptura continental

Parece probable que existieron supercontinentes de manera esporádica durante el pasado geológico. Pangea, que fue el más reciente de ellos, constituía un supercontinen-



▲ **Figura 13.16** Mapa que muestra la situación de un rift abortado que se extiende desde el lago Superior hasta Kansas.

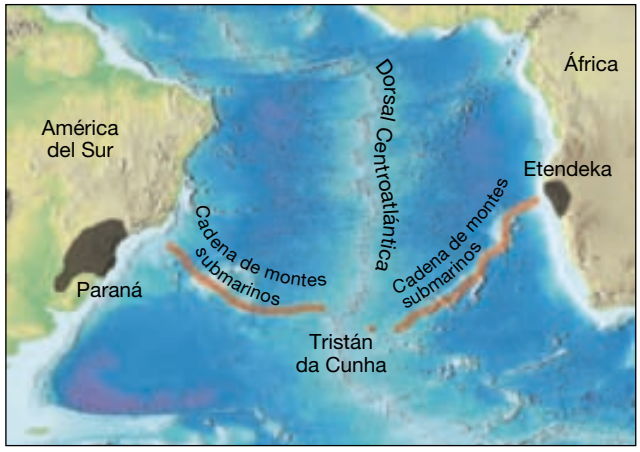
te hace entre 450 y 230 millones de años, y se fraccionó poco después. Por tanto, los geólogos han llegado a la conclusión de que la formación de un supercontinente seguida por la fragmentación continental debe ser una parte integral de la tectónica de placas. Además, este fenómeno debe implicar un gran cambio en la dirección y la naturaleza de las fuerzas que conducen el movimiento de placas. En otras palabras, durante largos períodos de tiempo geológico, las fuerzas que producen los movimientos de las placas tienden a organizar los fragmentos de corteza en un solo supercontinente, y luego cambian las direcciones y los dispersan de nuevo.

Se han propuesto dos mecanismos de ruptura continental: las plumas de rocas calientes móviles que ascienden desde la profundidad del manto y las fuerzas que surgen de los movimientos de placas. Aunque se cree que las plumas del manto contribuyen a la separación de una masa continental, este mecanismo no parece ser de la magnitud suficiente para dispersar los fragmentos. Por tanto, las plumas del manto pueden actuar en tándem con otros mecanismos.

Plumas del manto y puntos calientes Recordemos que una *pluma del manto* está compuesta de rocas del manto más calientes de lo normal con un extremo en forma de hongo de centenares de kilómetros de diámetro unido a un conducto largo y estrecho. Cuando el extremo de la pluma se aproxima a la base de la litosfera fría, se expande hacia los lados. La fusión por descompresión en el interior del extremo de la pluma genera grandes volúmenes de magma basáltico que asciende y provoca el volcanismo en la superficie. El resultado es una región volcánica, denominada *punto caliente*, que puede tener un diámetro de hasta 2.000 kilómetros.

Las investigaciones sugieren que las plumas del manto tienden a concentrarse debajo de un supercontinente porque, una vez unida, una gran masa continental forma una «manta» aislante que atrapa el calor del manto. El consiguiente aumento de la temperatura conduce a la formación de plumas del manto que sirven como mecanismos de disipación del calor.

Se pueden obtener pruebas del papel que las plumas del manto representan en la fragmentación continental en los bordes continentales pasivos, antiguos puntos de ruptura. En varias regiones de ambos lados del Atlántico, la ruptura continental estuvo precedida por el ascenso de la corteza y erupciones masivas de lava basáltica. Son ejemplos los basaltos de inundación de Etendeka, al suroeste de África, y la provincia basáltica de Paraná, en Suramérica (Figura 13.17A).



A.



▲ **Figura 13.17** Pruebas del papel que las plumas del manto pueden desempeñar en la ruptura continental. **A.** Relación de las llanuras basálticas de Paraná y Etendeka con el punto caliente de Tristán da Cunha. **B.** Localización de estas llanuras basálticas hace 130 millones de años, justo antes de que empezara a abrirse el Atlántico sur.

Hace unos 130 millones de años, cuando Suramérica y África estaban unidas en una sola masa continental, las grandes erupciones de lava produjeron una gran llanura basáltica continental (Figura 13.17B). Poco después de este acontecimiento, el Atlántico sur empezó a abrirse, separando la provincia basáltica en lo que ahora son las llanuras basálticas de Etendeka y Paraná. A medida que crecía la cuenca oceánica, el tallo de la pluma produjo una hilera de montes submarinos a cada lado de la dorsal recién formada (Figura 13.17A). La zona actual de actividad del punto caliente se centra alrededor de la isla volcánica de Tristán da Cunha, que se encuentra sobre la dorsal Centroatlántica.

Se cree que hace unos 60 millones de años otra pluma del manto inició la separación de Groenlandia del norte de Europa. Las rocas volcánicas asociadas con esta actividad se extienden desde el este de Groenlandia hasta Escocia. En la actualidad el punto caliente asociado con este acontecimiento se encuentra debajo de Islandia.

A partir de estos estudios, los geólogos han concluido que las plumas del manto han desempeñado un papel en el desarrollo de al menos algunos rifts continentales. En estas regiones, la ruptura empezó cuando una pluma caliente del manto alcanzó la base de la litosfera y provocó el abombamiento y la debilitación de la corteza suprayacente. A medida que la corteza ascendía ligeramente, se estiraba y desarrollaba rifts parecidos a los que se encuentran en el África oriental. Al mismo tiempo, la fusión por descompresión del extremo de la pluma condujo a grandes erupciones de lavas basálticas. Tras estos episodios de actividad ígnea, empezó a abrirse una cuenca oceánica. El mecanismo de ruptura propuesto es el deslizamiento por gravedad asociado con el levantamiento provocado por la pluma del manto.

Es importante observar que no todo el volcanismo de puntos calientes conduce a la ruptura. Por ejemplo, las grandes erupciones de lavas basálticas que constituyen los basaltos del río Columbia en el noroeste del Pacífico, así como los de Siberia, no están asociadas con la fragmentación de un continente. Además, aunque el levantamiento y el deslizamiento por gravedad pueden ser producidos por la cabeza de la pluma, los tallos de la pluma son considerablemente menores y no se cree que desempeñen un papel importante en el movimiento de placas. Por tanto, aunque las plumas del manto pueden dar inicio a la ruptura, es improbable que provoquen la dispersión de los fragmentos. Por tanto, deben intervenir otras fuerzas.

Arrastre y succión de las placas Existe el acuerdo general de que las fuerzas tensionales, que tienden a alargar o separar las rocas, son necesarias para que un continente se fragmente. Pero ¿cómo se originan estas fuerzas?

Recordemos que la corteza oceánica antigua subduce debido a que es más densa que la astenosfera subyacente. Es decir, se hunde a causa de su flotabilidad negativa. (Los objetos con una flotabilidad positiva «flotan» como un trozo de madera en el agua, mientras que los objetos con una flotabilidad negativa se hunden.) En situaciones en las que un continente está unido a un fragmento de la litosfera oceánica en subducción, éste será arrastrado hacia la fosa. Sin embargo, los continentes se extienden por encima de gruesas secciones de manto litosférico. Como consecuencia, tienden a resistirse a ser remolcados, lo cual crea esfuerzos tensionales que estiran y adelgazan la corteza. El hecho de si el arrastre de placas puede separar un continente es todavía objeto de estudio. Quizá otros factores, entre los cuales se cuentan la presencia de puntos calientes o zonas de fragilidad, como una gran zona de falla, pueden contribuir a la ruptura.

Los investigadores han sugerido que durante la fragmentación de Pangea, el continente americano se separó de Europa y África como consecuencia de otra fuerza: la *succión de las placas*. Recordemos que cuando una capa oceánica fría se hunde, hace que la fosa avance hacia el lado oceánico o vuelva atrás, lo cual crea una corriente en la astenosfera que arrastra la placa suprayacente *hacia* la fosa que se retira (Figura 13.18).

Durante la fragmentación de Pangea, una zona de subducción se extendía a todo lo largo del borde occidental del continente americano. A medida que se desarrollaba esta zona de subducción, la fosa se retiraba lentamente en dirección oeste hacia el centro de expansión situado en el Pacífico. Los restos actuales de esta zona de subducción son, entre otros, la fosa Perú-Chile, la fosa Centroamericana y la zona de subducción Cascadia (*véase* Figura 13.8). La succión de las capas a todo lo largo del borde occidental del continente americano pueden haber proporcionado las fuerzas tensionales que fragmentaron Pangea.

En resumen, la ruptura continental se produce cuando una masa continental se encuentra bajo tensión, que tiende a alargar y adelgazar la litosfera. Los puntos calientes que debilitan y elevan la corteza pueden ayudar a este mecanismo.

Destrucción de la litosfera oceánica

Aunque en los bordes divergentes de placa se produce nueva litosfera de manera continua, el área de la superficie terrestre no aumenta. Para equilibrar la cantidad de litosfera recién creada, debe producirse un proceso por el que se destruyan las placas. Recordemos que eso ocurre a lo largo de los *bordes convergentes*, también denominados *zonas de subducción*.

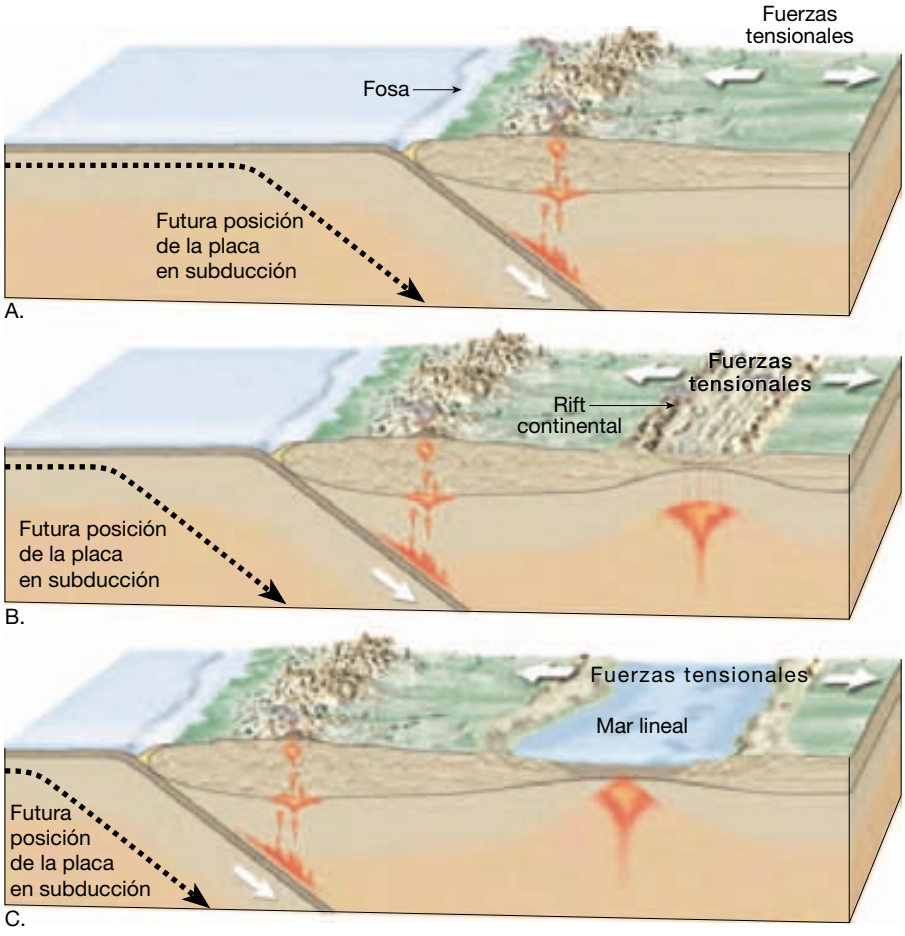


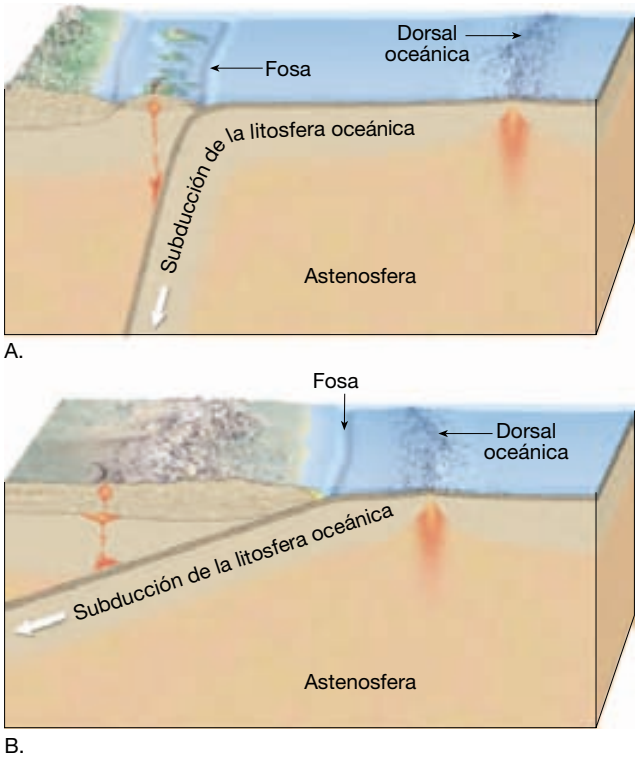
Figura 13.18 Ilustración de cómo la retirada, o «roll-back», de la fosa produce fuerzas de succión que se cree que contribuyen a la fragmentación de un continente.

En muchos puntos la litosfera oceánica es más densa que la astenosfera subyacente y, por tanto, se hundirá cuando se dé la oportunidad. Por el contrario, la litosfera con corteza continental es demasiado ligera para subducir. Cuando una masa continental forma parte de una placa oceánica en subducción, es arrastrada hacia la fosa. Al final, entra en la fosa y «tapa» el sistema, provocando el cese de la subducción.

¿Por qué la litosfera oceánica subduce?

El proceso de la subducción de placas es complejo, y el destino final de las placas subducidas es todavía objeto de debate. Lo que se conoce con cierta seguridad es que una capa de litosfera oceánica subduce porque su densidad total es mayor que la del manto subyacente. Recordemos que cuando a lo largo de una dorsal se forma corteza oceánica, ésta es caliente y ligera, lo cual hace que la dorsal se eleve por encima de las cuencas oceánicas profundas. No obstante, a medida que la litosfera oceánica se aleja de la dorsal, se enfría y se engrosa. Después de alrededor de 15 millones de años, una capa oceánica tiende a ser más densa que la astenosfera que la aguanta. En algunas partes del Pacífico occidental, una porción de la litosfera oceánica tiene casi 180 millones de años de antigüedad. Se trata de la parte más gruesa y densa de los océanos actuales. Las placas en subducción de esta región descienden típicamente a ángulos próximos a los 90 grados (Figura 13.19A). Los puntos en los que las placas subducen a estos ángulos tan inclinados se encuentran en asociación con las fosas de las Tonga, las Marianas y las Kuriles.

Cuando un centro de expansión está situado cerca de una zona de subducción, la litosfera oceánica es todavía joven y, por tanto, caliente y ligera. Por tanto, el ángulo de descenso de estas placas es pequeño (Figura 13.19B). Incluso es posible que una masa continental monte sobre la litosfera oceánica antes de que esta última se haya enfriado lo suficiente como para subducir realmente. En esta situación, la capa puede flotar tanto que, en lugar de hundirse en el manto, se mueve horizontalmente por debajo de un bloque de litosfera continental. Este fenómeno se denomina **subducción flo-**



▲ **Figura 13.20** El ángulo al que desciende la litosfera oceánica hacia la astenosfera depende de su densidad. **A.** En algunas partes del Pacífico la litosfera es antigua pues tiene más de 160 millones de años y, en general, desciende hacia el manto a ángulos próximos a los 90 grados. **B.** La litosfera oceánica joven está caliente y flota; por tanto, tiende a subducir con un ángulo pequeño.

tante. Se cree que las placas ligeras acaban hundiéndose cuando se enfrían suficientemente y su densidad aumenta.

Es importante observar que es el *manto litosférico*, situado debajo de la corteza oceánica, el que conduce la subducción. Incluso cuando la corteza oceánica es bastante antigua, su densidad es de 3,0 g/cm^3, que es una densidad menor que la de la astenosfera subyacente, con una densidad de alrededor de 3,2 g/cm^3. La subducción se produce sólo porque el manto litosférico frío es más denso que la astenosfera más cálida.

En algunos puntos, la corteza oceánica es inusualmente gruesa porque contiene una cadena de montes submarinos. Aquí la litosfera puede tener la cantidad suficiente de material de la corteza y, por tanto, la suficiente flotabilidad, para impedir o al menos modificar la subducción. Ésta parece ser la situación en dos zonas a lo largo de la fosa de Perú-Chile, donde el ángulo de inclinación es bastante pequeño: alrededor de 10 a 15 grados. Los ángulos bajos suelen tener como consecuencia una fuerte interacción entre la capa descendente y la placa suprayacente. Por consiguiente, estas regiones experimentan grandes y frecuentes terremotos.

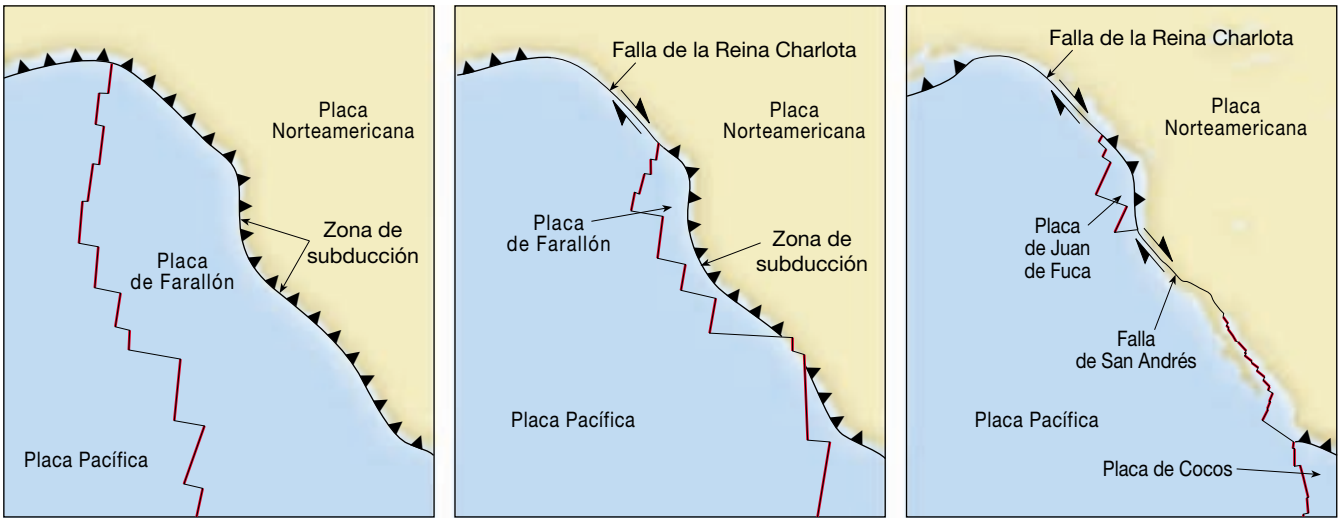
Se ha determinado que las unidades de corteza oceánica inusualmente gruesas, cuyo grosor supera los 30 kilómetros, probablemente no subducirán. Un ejemplo es la llanura de Ontong Java, que es una llanura basáltica oceánica gruesa situada en el Pacífico occidental. Hace unos 20 millones de años, esta llanura alcanzó la fosa que constituía el límite entre la placa del Pacífico en subducción y la placa Australiano-Índica suprayacente. Aparentemente demasiado ligera para subducir, la llanura de Ontong Java obstruyó la fosa e interrumpió la subducción en este punto. Consideraremos lo que acaba pasándoles a estos fragmentos de la corteza que son demasiado ligeros para subducir en el capítulo siguiente.

Placas en subducción: la desaparición de una cuenca oceánica

Mediante las anomalías magnéticas y las zonas de fractura del fondo oceánico, los geólogos empezaron a reconstruir el movimiento de las placas durante los últimos 200 millones de años. A partir de este trabajo, descubrieron que algunas partes, o incluso la totalidad de las cuencas oceánicas, han sido destruidas a lo largo de las zonas de subducción. Por ejemplo, obsérvese que, durante la fragmentación de Pangea que se muestra en la Figura 2.A, la placa Africana rota y se mueve hacia el norte. Al final, el borde septentrional de África colisiona con Eurasia. Durante este acontecimiento, el suelo del océano intermedio de Tetis fue consumido casi por completo en el manto, dejando atrás sólo un pequeño resto: el mar Mediterráneo.

Las reconstrucciones de la fragmentación de Pangea también ayudaron a los investigadores a comprender la desaparición de la placa de Farallón, una gran placa oceánica que había ocupado gran parte de la cuenca del Pacífico oriental. Antes de la fragmentación, la placa de Farallón, junto con una o dos placas menores, se encontraban en el lado oriental de un centro de expansión situado cerca del centro de la cuenca del Pacífico. Un resto actual de este centro de expansión, que generó las placas de Farallón y del Pacífico, es la dorsal del Pacífico oriental.

Hace unos 180 millones de años, el continente americano empezó a ser impulsado en dirección oeste por la expansión del fondo oceánico del Atlántico. Por tanto, los límites convergentes de placa que se formaron a lo largo de las costas occidentales del norte y el sur de América migraron de manera gradual hacia el oeste en relación con el centro de expansión situado en el Pacífico. La placa de Farallón, que subducía por debajo del continente americano más rápidamente de como se generaba, se hizo cada vez más pequeña (Figura 13.20). A medida que dis-



A. Hace 56 millones de años B. Hace 37 millones de años C. En la actualidad

▲ **Figura 13.20** Ilustración simplificada de la desaparición de la placa de Farallón, que había estado situada a lo largo del borde occidental del continente americano. Puesto que la subducción de la placa de Farallón era más rápida que su generación, se hizo cada vez más pequeña. Los fragmentos restantes de la placa de Farallón, que había sido enorme, son las placas de Juan de Fuca, de Nazca y de Cocos.

minuía su superficie, se rompía en fragmentos más pequeños, algunos de los cuales subdujeron por completo. Los fragmentos restantes de lo que había sido la enorme placa de Farallón son ahora las placas de Juan de Fuca, de Cocos y de Nazca.

Conforme la placa de Farallón se encogía, la placa del Pacífico se agrandaba, invadiendo las placas americanas. Hace alrededor de 30 millones de años, una sección de la dorsal del Pacífico oriental colisionó con la zona de subducción que antes se había extendido en la costa de California (Figura 13.20B). Cuando este centro de expansión subdujo hacia el interior de la fosa de California, estas estructuras se destruyeron mutuamente y fueron sustituidas por un sistema de fallas transformantes recién generado que da cabida al movimiento diferencial entre las placas de Norteamérica y el Pacífico. A medida que la dorsal subducía más, el sistema de fallas transformantes, que ahora llamamos falla de San Andrés, se propagaba a través del oeste de California (Figura 13.20). Más al norte, un acontecimiento similar generó la falla transformante de la Reina Charlota.

Por consiguiente, gran parte del borde actual entre las placas del Pacífico y de Norteamérica se extiende a lo largo de las fallas transformantes situadas en el interior del continente. En Estados Unidos (excepto Alaska), la única parte restante del extenso borde convergente que antes se extendía a todo lo largo de la costa occidental es la zona de subducción de Cascadia. Ahí, la subducción de la placa de Juan de Fuca ha generado los volcanes de la cordillera Cascade.

En la actualidad, el extremo meridional de la falla de San Andrés conecta con un centro de expansión joven (una extensión de la dorsal del Pacífico oriental) que generó el golfo de California. A causa de este cambio en la geometría de la placa, la placa del Pacífico ha capturado un fragmento de Norteamérica (la península Baja) y la está transportando en dirección noroeste hacia Alaska a una velocidad aproximada de 6 centímetros anuales.

Apertura y cierre de cuencas oceánicas: el ciclo del supercontinente

Bordes divergentes

▼ Pangea: formación y fragmentación de un supercontinente

Los geólogos están seguros de que la tectónica de placas ha actuado durante los últimos 2.000 millones de años y quizá incluso durante más tiempo. Las preguntas que se plantean son: «Qué había antes de Pangea?» y «¿Qué depara el futuro?» Pangea fue el supercontinente más reciente, pero no el único que existió en el pasado geológico. Podemos tener alguna noción de qué había antes de Pangea si observamos más detenidamente el destino de este supercontinente.

Recordemos que Pangea empezó a fragmentarse hace unos 180 millones de años y que los fragmentos todavía se están dispersando en la actualidad. Los fragmentos de la corteza procedentes de la fragmentación de Pangea ya han empezado a unirse de nuevo para formar un nuevo supercontinente, como demuestra la colisión de India con Asia. La idea de que la ruptura y la dispersión de un superconti-

nente va seguida por un largo período durante el cual los fragmentos se reúnen de manera gradual en un nuevo supercontinente con una configuración distinta se denomina **ciclo supercontinental***. Observaremos la fragmentación de un supercontinente anterior y su reunión en Pangea como una manera de examinar el ciclo supercontinental.

Antes de Pangea

Los movimientos de placas que provocaron la fragmentación y la dispersión de Pangea están bien documentados. Las fechas en las que los fragmentos individuales de corteza se separaron los unos de los otros pueden calcularse a partir de las anomalías magnéticas que quedaron en el fondo oceánico recién formado. Sin embargo, esta técnica no puede emplearse para reconstruir acontecimientos anteriores a la fragmentación de Pangea porque gran parte de la corteza oceánica anterior a este período de tiempo ha subducido. No obstante, los geólogos han podido reconstruir las posiciones de los continentes en períodos anteriores utilizando los caminos aparentes de migración de los polos, los datos paleoclimáticos y las estructuras geológicas antiguas coincidentes, como los cinturones montañosos y las formaciones rocosas.

El supercontinente bien documentado más antiguo, *Rodinia*, se formó hace unos 1.000 millones de años. Aunque todavía se está investigando su reconstrucción, está claro que Rodinia tenía una configuración muy distinta a la de Pangea (Figura 13.21A). Durante el período comprendido entre los 750 y los 550 millones de años, este supercontinente se separó y los fragmentos se dispersaron. Algunos de los fragmentos acabaron reuniéndose y produjeron una gran masa continental situada en el hemisferio sur y llamada *Gondwana*. Gondwana estaba formada principalmente por lo que en la actualidad son Suramérica, África, India, Australia y la Antártida (Figura 13.21B). También se formaron otros tres fragmentos continentales menores cuando Rodinia se separó: *Laurentia* (Norteamérica y Groenlandia), *Siberia* (Asia septentrional) y *Baltica* (Europa noroccidental). Después, un pequeño fragmento denominado *Avalonia* (Inglaterra y parte de Francia y España) se separó de Gondwana. Los continentes de Laurentia, Siberia, Baltica y Avalonia empezaron a colisionar hace alrededor de 430 millones de años y formaron una masa continental situada sobre el ecuador, mientras que el continente meridional de Gondwana permanecía sobre el polo Sur (Figura 13.21C).

Pangea empezó a tomar forma durante los 100 millones de años siguientes, a medida que Gondwana migraba hacia el norte y colisionó con Laurentia y Baltica. Conforme el supercontinente en desarrollo se desplazaba hacia el norte, fragmentos menores se añadieron a Eurasia (Baltica y Siberia) y Suramérica se incrustó en Norteamérica (Laurentia). Hace unos 230 millones de años, el supercontinente de Pangea estaba casi completamente formado (Figura 13.21D). (Varios bloques de la corteza, que hoy constituyen gran parte del sureste de Asia, nunca formaron parte de Pangea.) Antes incluso de que se añadieran los últimos fragmentos de corteza a Pangea, Norteamérica y África empezaron a separarse. Este acontecimiento marca el inicio de la fragmentación y la dispersión de este supercontinente «recién» formado.

La tectónica de placas en el futuro

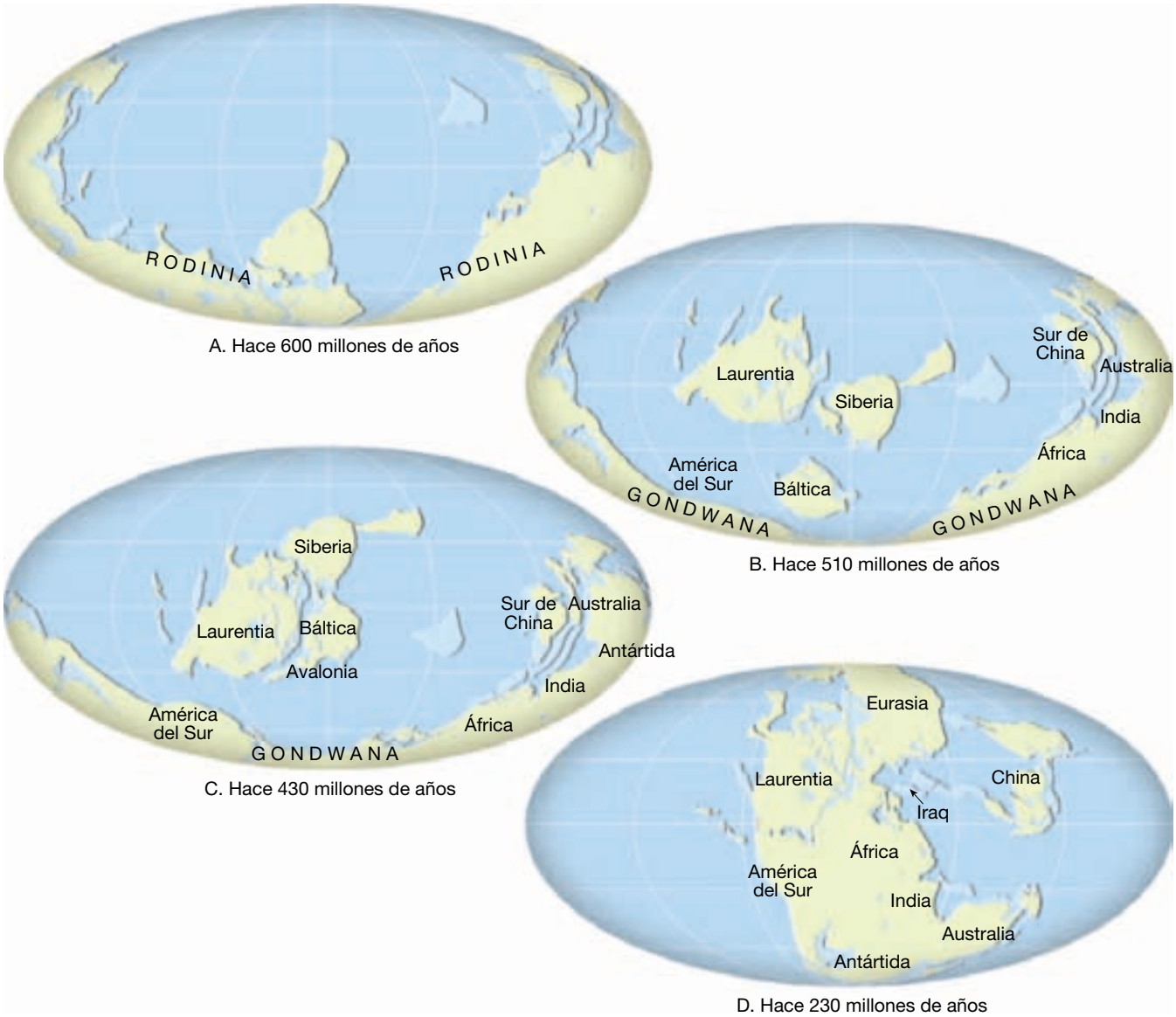
Los geólogos también han extrapolado los movimientos de las placas actuales en el futuro. En la Figura 13.22 se ilustra dónde pueden estar las masas continentales terrestres dentro de 50 millones de años si los movimientos actuales de las placas persisten durante este intervalo de tiempo.

En Norteamérica observamos que la península Baja y la porción del sur de California situada al oeste de la falla de San Andrés se deslizarán más allá de la placa Norteamericana. Si esta migración hacia el norte se produce, Los Ángeles y San Francisco se cruzarán en unos 10 millones de años, y dentro de aproximadamente 60 millones de años Los Ángeles empezará a descender hacia el interior de la fosa de las Aleutianas.

Si África continúa en un camino hacia el norte, colisionará con Eurasia, cerrará el Mediterráneo y dará inicio a un gran episodio de formación de montañas (Figura 13.22). En otras partes del mundo, Australia situará sobre el ecuador y, junto con Nueva Guinea, estará en una trayectoria de colisión con Asia. Entretanto, el norte y el sur de América empezarán a separarse, mientas que los océanos Atlántico e Índico continuarán creciendo a expensas del océano Pacífico.

Unos pocos geólogos han especulado incluso sobre la naturaleza del globo dentro de 250 millones de años. Como se muestra en la Figura 13.23, el próximo supercontinente se formará como consecuencia de la subducción del fondo del océano Atlántico, que provocará la colisión de las dos Américas con la masa continental de Eurasia y África. El posible cierre del océano Atlántico viene respaldado por un acontecimiento similar cuando el Protoatlántico se cerró y formó las montañas Apalaches y Caledónicas. Durante los próximos 250 millones de años, Australia también está destinada a colisionar con el sureste asiático. Si este escenario es preciso, la dispersión de Pangea acabará cuando los continentes se reorganicen en el siguiente supercontinente.

* El ciclo supercontinental a veces se denomina *ciclo de Wilson* en memoria de J. Tuzo Wilson, que describió por primera vez la apertura y el cierre de una cuenca protoatlántica.

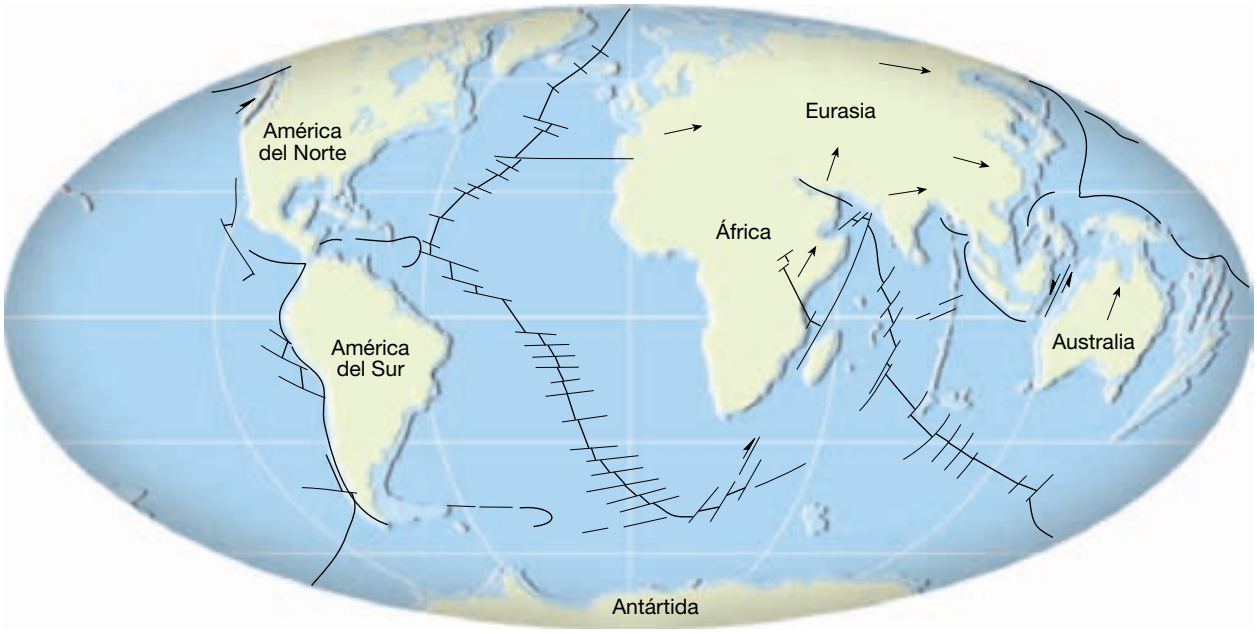


▲ **Figura 13.21** Secuencia que muestra la fragmentación y la dispersión del supercontinente de Rodinia y la reunión gradual de los fragmentos en el nuevo supercontinente de Pangea. Cuando la superficie curva de la Tierra se dibuja en un plano (mapa), queda algo distorsionada. El mapa que utilizamos aquí, denominado proyección de Mollweide, distorsiona enormemente las distancias hacia los bordes pero tiene muy poca distorsión cerca del centro. (Tomado de C. Scotese, R. K. Bambach, C. Barton, R. VanderVoo y A. Ziegler.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En clase hemos dicho que cuando la litosfera oceánica alcance alrededor de los 15 millones de años de edad, se habrá enfriado lo suficiente como para ser más densa que la astenosfera subyacente. ¿Por qué no empieza a subducir en ese punto?

La convección placa-manto es mucho más complicada que el flujo convectivo clásico que se desarrolla cuando un líquido se calienta desde abajo. En un líquido convectivo, tan pronto como el material de la parte superior se enfría y se hace más denso que el material subyacente, empieza a hundirse. En la convección placa-manto, la capa del límite superior (la litosfera) es un sólido rígido. Para que se desarrolle una nueva zona de subducción, es necesario que exista una zona de debilidad en algún punto de la capa litosférica. Además, la flotabilidad negativa de la litosfera debe ser suficiente para superar la resistencia de la placa rígida fría. En otras palabras, para que una parte de una placa subduzca, las fuerzas que actúan en la placa deben ser lo suficientemente grandes como para doblar la placa.



▲ **Figura 13.22** El mundo tal como será dentro de 50 millones de años. (Modificado según Robert S. Dietz, John C. Holden, C. Scotese y colaboradores.)



▲ **Figura 13.23** Reconstrucción de la Tierra tal como será dentro de 250 millones de años. (Modificado según C. Scotese y colaboradores.)

Tales proyecciones, aunque son interesantes, deben observarse con un escepticismo considerable porque muchas suposiciones deben ser correctas para que estos acontecimientos sucedan como se acaba de describir. Sin embargo, los cambios igualmente profundos en las formas y las posiciones de los continentes ocurrirán sin duda durante muchos centenares de millones de años en el futuro. Sólo después de que se haya perdido mucha más cantidad del calor interno de la Tierra cesará el motor que produce los movimientos de las placas.

Resumen

- *La batimetría oceánica se determina mediante ecosondas y sonar de haz múltiple*, que rebotan señales sónicas en el fondo oceánico. Los receptores, cuya base se encuentra en los barcos, registran los ecos reflejados y miden con precisión el intervalo de tiempo transcurrido entre las señales. Con esta información, se calculan las profundidades oceánicas y se dibujan mapas de la topografía del fondo oceánico. Recientemente, las *mediciones por satélite* de la superficie oceánica han añadido datos para cartografiar las estructuras del fondo oceánico.
- Los oceanógrafos que estudian la topografía de las cuencas oceánicas han definido tres unidades principales: *los márgenes continentales*, *las cuencas oceánicas profundas* y *las dorsales oceánicas (centrooceánicas)*.
- Las zonas que constituyen un *margen continental pasivo* son la *plataforma continental* (una superficie sumergida de pendiente suave que se extiende desde la línea de costa hacia las cuencas oceánicas profundas); el *talud continental* (el borde verdadero del continente, con una escarpada pendiente que va desde la plataforma continental hacia las aguas profundas), y, en regiones donde no existen fosas, el talud continental relativamente escarpado se une con una unidad con inclinación más gradual conocida como *pie de talud*. El pie de talud consiste en sedimentos que se han desplazado pendiente abajo desde la plataforma continental hasta el suelo del fondo oceánico.
- Los *márgenes continentales activos* están localizados fundamentalmente alrededor del océano Pacífico en zonas donde el borde anterior de un continente se superpone a la litosfera oceánica. En estos lugares, los sedimentos arrancados de la placa oceánica descendente se unen con el continente para formar una acumulación de sedimentos denominada *prisma de acreción*. Un margen continental activo tiene en general una plataforma continental estrecha, que se convierte gradualmente en una fosa oceánica profunda.
- Las cuencas oceánicas profundas se encuentran entre el margen continental y el sistema de dorsales centrooceánicas. Se incluyen en ellas las *fosas submarinas* (estrechas depresiones alargadas que son las porciones más profundas del océano y que se encuentran donde las placas de corteza oceánica descienden de nuevo al manto); las *llanuras abisales* (se cuentan entre los lugares más planos que existen sobre la Tierra y consisten en gruesas acumulaciones de sedimentos que fueron apiladas sobre porciones irregulares del fondo oceánico por las corrientes de turbidez); los *montes submarinos* (picos volcánicos situados sobre el fondo oceánico, que se originan cerca de las dorsales oceánicas o asociados a puntos calientes volcánicos), y las *llanuras oceánicas* (grandes provincias basálticas de inundación parecidas a las que se encuentran en los continentes).
- Las *dorsales oceánicas (centrooceánicas)*, puntos de expansión del fondo oceánico, se encuentran en los principales océanos y representan más del 20 por ciento de la superficie terrestre. Constituyen, por supuesto, los rasgos más prominentes de los océanos, pues forman una prominencia casi continua que se eleva de 2 a 3 kilómetros por encima del fondo de las cuencas oceánicas. Las dorsales se caracterizan por una *posición elevada*, *una fracturación notable* y *estructuras volcánicas* que se han desarrollado en la corteza oceánica recién formada. La mayor parte de la actividad geológica asociada con las dorsales se produce a lo largo de una estrecha región localizada en la cresta de la dorsal, denominada *zona de rift*, donde el magma de la astenosfera asciende hasta crear nuevos fragmentos de corteza oceánica. La topografía de los distintos segmentos de la dorsal oceánica es controlada por la velocidad de expansión del fondo oceánico.
- La nueva corteza oceánica se forma de una manera continua por el proceso de expansión del fondo oceánico. La corteza superior está compuesta por *lavas almohadilladas* de composición basáltica. Debajo de esta capa hay numerosos diques interconectados (*capa de diques*) por debajo de los cuales se extiende una capa gruesa de gabros. La secuencia entera se denomina *complejo ofiolítico*.
- El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un *rift continental* parecido al rift de África oriental. En las localidades donde la ruptura continúa, se desarrolla una cuenca oceánica joven y estrecha, como el mar Rojo. Al final, la expansión del fondo oceánico crea una cuenca oceánica limitada por bordes continentales parecidos al actual océano Atlántico. Se han propuesto dos mecanismos de ruptura continental: las plumas de roca caliente que ascienden de la profundidad del manto y las fuerzas que surgen a partir de los movimientos de las placas.
- La litosfera oceánica subduce porque su densidad total es mayor que la de la astenosfera subyacente. La subducción de la litosfera oceánica puede provocar la destruc-

ción de algunas partes, o incluso la totalidad, de las cuencas oceánicas. Un ejemplo clásico es la placa de Farallón, cuya mayor parte subdujo por debajo de las placas americanas a medida que estas se desplazaban hacia el oeste debido a la expansión del fondo oceánico del Atlántico.

- La ruptura y la dispersión de un supercontinente seguidas por un largo período durante el que los fragmentos se reúnen de manera gradual en un nuevo supercontinente con una configuración distinta, se denomina *ciclo supercontinental*.

Preguntas de repaso

1. Suponiendo que la velocidad media de las ondas sonoras en el agua sea de 1.500 metros por segundo, determine la profundidad del agua si la señal enviada por una ecosonda necesita 6 segundos para golpear el fondo y volver al aparato de registro (*véase* Figura 13.1).

2. Describa cómo los satélites que orbitan alrededor de la Tierra pueden determinar las estructuras del fondo oceánico si no pueden observarlas directamente bajo varios kilómetros de agua marina.

3. ¿Cuáles son las tres principales provincias topográficas del fondo oceánico?

4. Enumere las tres estructuras principales que comprenden un margen continental pasivo. ¿Cuál de estas estructuras se considera una extensión inundada del continente? ¿Cuál tiene la pendiente más escarpada?

5. Describa las diferencias entre los márgenes continentales activos y pasivos. Asegúrese de incluir cómo varias características los relacionan con la tectónica de placas y dé un ejemplo geográfico de cada tipo de margen.

6. ¿Por qué son más extensas las llanuras abisales en el fondo del Atlántico que en el del Pacífico?

7. ¿Cómo se forma un *monte submarino* con la cúspide plana o *guyot*?

8. Describa brevemente el sistema de dorsales oceánicas.

9. Aunque las dorsales oceánicas pueden elevarse tanto como algunas montañas continentales, ¿en qué se diferencian ambas estructuras?

10. ¿Cuál es el origen del magma para la expansión del fondo oceánico?

11. ¿Cuál es la razón principal de la elevada altura del sistema de dorsales oceánicas?

12. ¿Cómo altera el metamorfismo hidrotermal las rocas basálticas que componen el fondo oceánico? ¿Cómo se modifica el agua marina durante este proceso?

13. ¿Qué es una fumarola oceánica?

14. Compare y contraste un centro de expansión lento como la dorsal Centroatlántica con una que exhiba una mayor velocidad de expansión, como la dorsal del Pacífico oriental.

15. Describa brevemente las cuatro capas de la corteza oceánica.

16. ¿Cómo se forma un *complejo de diques en capas*? ¿Y la unidad inferior?

17. Nombre un lugar que ejemplifique un rift continental.

18. ¿Qué papel se cree que desempeñan las plumas del manto en la ruptura de un continente?

19. ¿Qué pruebas sugieren que el volcanismo de puntos calientes no siempre causa la fragmentación de un continente?

20. ¿Qué ocurre cuando una masa continental adherida a una placa oceánica en subducción es empujada hacia una fosa?

21. Explique por qué la litosfera oceánica subduce aunque la corteza oceánica es menos densa que la astenosfera subyacente.

22. ¿Por qué la litosfera se engrosa conforme se separa de las dorsales como consecuencia de la expansión del fondo oceánico?

23. ¿Qué le ocurrió a la placa de Farallón? Nombre las partes restantes.

24. Describa el ciclo supercontinental.

Términos fundamentales

abanico submarino
basalto almohadillado
batimetría
ciclo supercontinental
complejo ofiolítico
cuenca oceánica profunda
dique en capas
dorsal centrooceánica

dorsal oceánica
ecosonda
fosa oceánica profunda
fumarola oceánica
guyot
llanura abisal
llanura oceánica
margen continental
margen continental activo
margen continental pasivo
monte submarino
perfil de reflexión sísmica
pie de talud
plataforma continental
prisma de acreción
rift continental
sonar
subducción flotante
talud continental
valle de rift
zona de rift

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra*, *octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 14

Bordes convergentes: formación de las montañas y evolución de los continentes

Formación de las montañas

Convergencia y subducción de placas
- Principales estructuras de las zonas de subducción
- Dinámica en las zonas de subducción

Subducción y formación de montañas
- Arcos insulares
- Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino
- Sierra Nevada y las sierras litorales

Colisiones continentales
- Himalaya
- Apalaches

***Terranes* y formación de montañas**
- La naturaleza de los terranes
- Acreción y orogénesis

Montañas de bloque de falla
- Provincia Basin and Range

Movimientos verticales de la corteza
- Isostasia
- Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza

Origen y evolución de los continentes
- Los primeros continentes de la Tierra
- Cómo crecen los continentes

Las montañas son, a menudo, estructuras espectaculares que se elevan de una manera abrupta por encima del terreno circundante. Algunas aparecen como masas aisladas; el cono volcánico Kilimanjaro, por ejemplo, se yergue casi a 6.000 metros por encima del nivel del mar, y contempla desde lo alto las extensas praderas de África oriental. Otros picos forman parte de extensos cinturones montañosos, como la cordillera Americana, que transcurre casi sin interrupción desde la Patagonia (Sudamérica) hasta Alaska, abarcando las montañas Rocosas y los Andes. Cadenas como el Himalaya muestran picos jóvenes extremadamente altos que siguen ascendiendo todavía mientras que otras, entre ellas los Apalaches del este de Estados Unidos, son mucho más antiguas y han sido erosionadas muy por debajo de sus altitudes originales.

Muchos de los principales cinturones montañosos muestran signos de enormes fuerzas horizontales que han plegado, fallado y, generalmente, deformado grandes secciones de la corteza terrestre. Aunque los estratos plegados y fallados contribuyen al aspecto majestuoso de las montañas, gran parte del mérito de su belleza debe atribuirse a la meteorización, los procesos gravitacionales y a la acción de la erosión producida por las corrientes de agua y por el hielo glaciar, que esculpen esas masas levantadas en un esfuerzo interminable por rebajadas hasta el nivel del mar.

En este capítulo, examinaremos primero la naturaleza de las montañas y los mecanismos que las generan. Luego consideraremos la relación entre la formación de las montañas y la formación y la estructura de la corteza continental.

Formación de las montañas



Bordes convergentes
▼ Introducción

Se formado de montañas durante el pasado geológico reciente en varios lugares del mundo. Los cinturones jóvenes montañosos abarcan la cordillera Americana, que transcurre a lo largo del margen oriental del continente Americano desde el cabo de Hornos hasta Alaska e incluye los Andes y las montañas Rocosas; la cadena Alpina-Himalaya, que se extiende desde el Mediterráneo hasta el norte de India e Indochina, atravesando Irán, y los terrenos montañosos del Pacífico oriental, que comprenden arcos de islas volcánicas como Japón, Filipinas y Sumatra. La mayoría de esos jóvenes cinturones montañosos se formó en los últimos 100 millones de años. Algunos, entre ellos el Himalaya, empezaron su crecimiento hace tan sólo 45 millones de años.

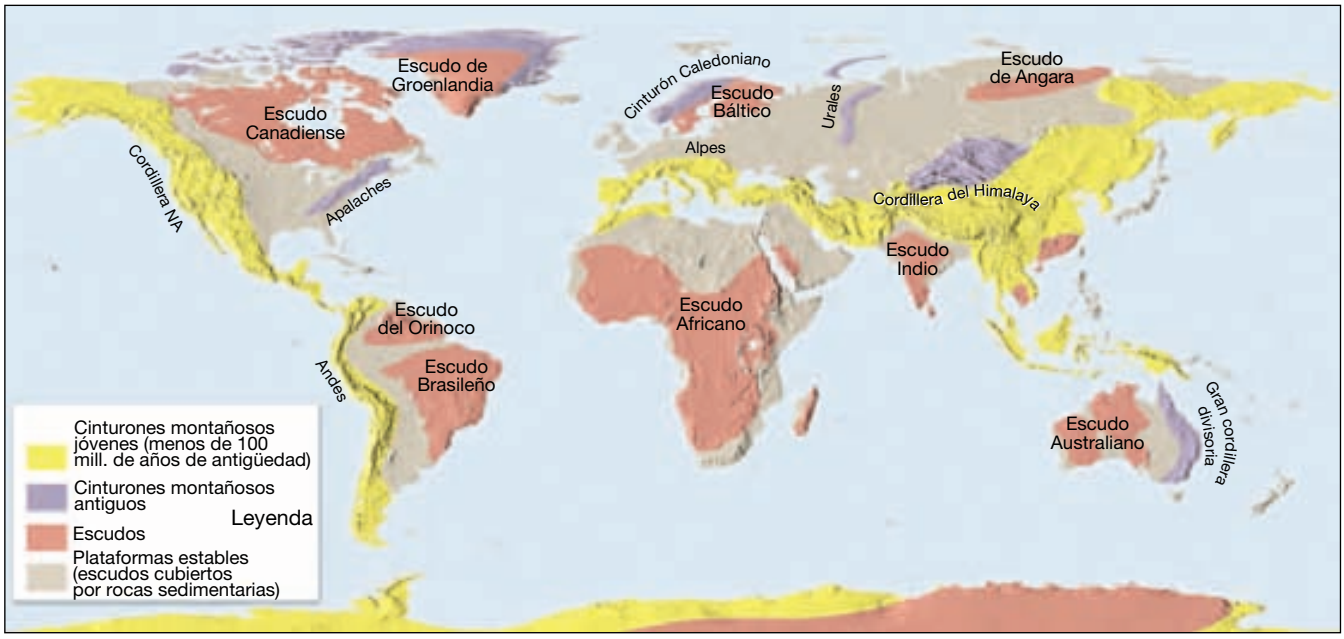
Además de estos cinturones montañosos jóvenes, existen también en nuestro planeta varias cadenas montañosas formadas durante el Paleozoico y el Precámbrico. Aunque esas estructuras más antiguas están profundamente erosionadas y son topográficamente menos prominentes, poseen claramente los mismos rasgos estructurales encontrados en las montañas más jóvenes. Los Apalaches al este de los Estados Unidos y los Urales en Rusia son ejemplos clásicos de este grupo de cinturones montañosos más antiguos.

Durante las últimas décadas, los geólogos han aprendido mucho de los procesos tectónicos que generan montañas. El término asignado a los procesos que producen colectivamente un cinturón montañoso es el de **orogénesis** (*oros* = montaña; *genesis* = llegar a ser). Algunos cinturones montañosos, incluidos los Andes, están formados predominantemente por lavas y derrubios volcánicos que fueron expulsados a la superficie, así como de cantidades masivas de rocas ígneas intrusivas que se han solidificado en profundidad. Sin embargo, la mayor parte de los principales cinturones montañosos exhiben pruebas visuales destacables de las grandes fuerzas tectónicas que han acortado y engrosado la corteza. Estas *montañas compresionales* contienen grandes cantidades de rocas sedimentarias preexistentes y fragmentos cristalinos de la corteza plegados. Aunque los pliegues y las fallas suelen ser los signos más visibles de la orogénesis, el metamorfismo y la actividad ígnea están siempre presentes en grados diversos.

Con el paso de los años, se han ido proponiendo diversas hipótesis relativas a la formación de los principales cinturones montañosos de la Tierra (Figura 14.1). Una de las primeras propuestas sugería que las montañas son simplemente arrugas de la corteza terrestre producidas cuando el planeta se enfrió a partir de su estado semifundido original. A medida que la Tierra perdía calor, se contraía y se encogía. En respuesta a este proceso, la corteza se deformó de una manera parecida a como se encoge la piel de una naranja cuando la fruta se va secando. Sin embargo, ni ésta ni ninguna de las primeras hipótesis pudo resistir un escrutinio cuidadoso.

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, ha surgido un modelo para la orogénesis con un excelente poder explicativo. De acuerdo con este modelo, la mayor parte de la formación de las montañas se produce en los bordes de placa convergentes. En estos puntos, las placas que colisionan proporcionan los esfuerzos compresionales horizontales necesarios para plegar, formar fallas y producir metamorfismo en las gruesas acumulaciones de sedimentos que se depositan a lo largo de los márgenes continentales. Estos procesos de engrosamiento y acortamiento elevan rocas que pueden haberse formado cerca del nivel del mar hasta grandes alturas.

Para desvelar los acontecimientos que producen las montañas, los investigadores examinan las estructuras montañosas antiguas, así como los lugares donde hay orogénesis activa en la actualidad. De particular interés son las zonas de subducción activas, donde las placas litosféricas están convergiendo. Aquí la subducción de la litosfera oceánica genera los terremotos más fuertes y las erup-



▲ **Figura 14.1** Principales cinturones montañosos de la Tierra.

ciones volcánicas más explosivas de la Tierra, a la vez que representa un papel fundamental en la generación de muchos de los cinturones montañosos de la Tierra.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN...

Se ha mencionado que la mayoría de montañas son el resultado de la deformación de la corteza. ¿Existen zonas con topografía montañosa pero que se hayan producido sin deformación de la corteza?

Sí. Las llanuras, zonas de rocas elevadas esencialmente horizontales, son un ejemplo de una estructura que las fuerzas erosivas pueden diseccionar profundamente y convertirla en un accidentado paisaje montañoso. Aunque estas zonas elevadas son topográficamente parecidas a las montañas, carecen de las estructuras asociadas con la orogénesis. La situación opuesta también existe. Por ejemplo, la sección del Piedmont de los Apalaches orientales exhibe una topografía casi tan suave como la de las Grandes Llanuras. Aun así, puesto que esta región está compuesta de rocas metamórficas deformadas, claramente forma parte de los Apalaches.

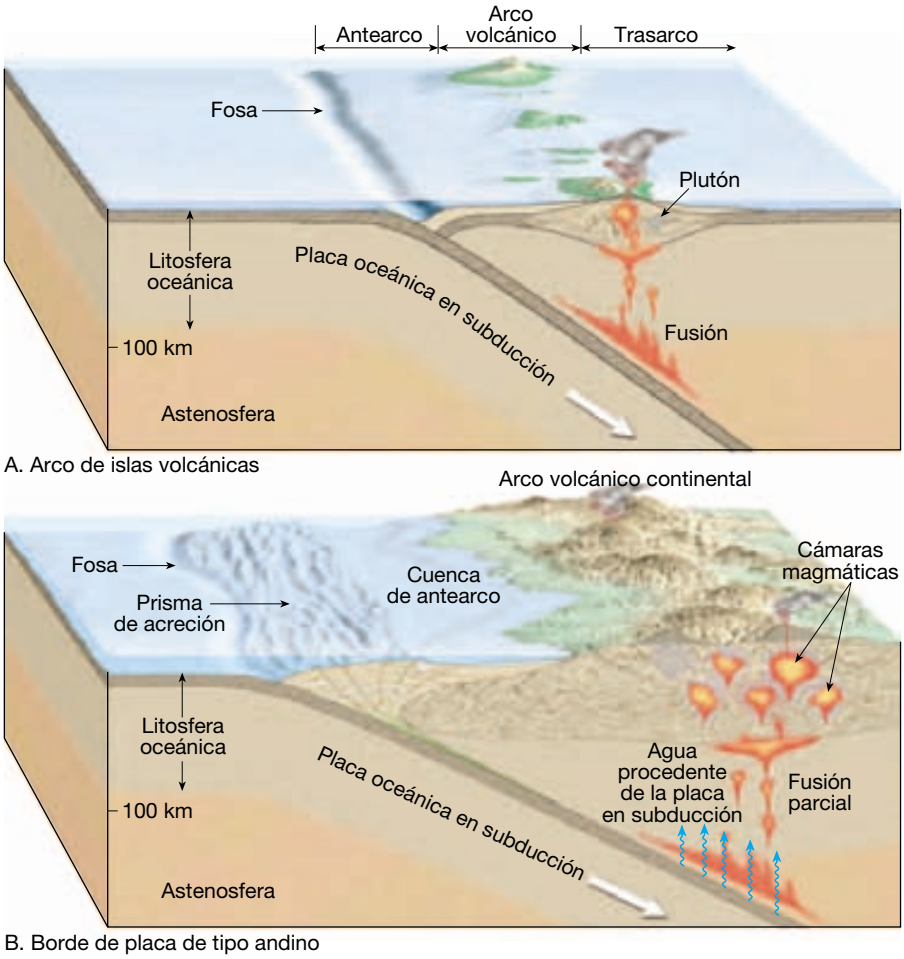
Convergencia y subducción de placas

Como se dijo en el Capítulo 13, el ascenso de rocas del manto parcialmente fundidas a lo largo de los bordes divergentes de placa se traduce en la formación de nueva litosfera oceánica. Por el contrario, las zonas de subducción situadas a lo largo de los bordes convergentes son los puntos de destrucción de las placas, lugares donde las capas de litosfera oceánica se doblan y se sumergen de nuevo en el manto. A medida que la litosfera oceánica se hunde lentamente, las temperaturas y las presiones más elevadas alteran de manera gradual estas capas rígidas hasta que se asimilan por completo en el manto.

Principales estructuras de las zonas de subducción

Las zonas de subducción pueden dividirse aproximadamente en las cuatro regiones siguientes: (1) una *fosa oceánica profunda*, que se forma donde una placa de litosfera oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenosfera; (2) un *arco volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; (3) una región situada entre la fosa y el arco volcánico (*región de* antearco), y (4) una región situada en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa (*región de trasarco*). Aunque todas las zonas de subducción tienen estas estructuras, existe una gran cantidad de variaciones, tanto a todo lo largo de una sola zona de subducción como entre zonas de subducción diferentes (Figura 14.2).

Las zonas de subducción también pueden situarse en una de las dos categorías siguientes: aquellas en las que la litosfera oceánica subduce por debajo de otra capa oceánica y aquellas en las que la litosfera oceánica desciende por debajo de un bloque continental. (Una excepción es la zona de subducción de las Aleutianas, en la



▶ **Figura 14.2** Diagramas compartivos entre un arco de islas volcánicas y un borde de placa de tipo andino.

que la parte oeste es una zona de subducción océano-océano, mientras que la subducción a lo largo de la sección oriental tiene lugar bajo la masa continental de Alaska.)

Arcos volcánicos Quizá la estructura más evidente generada por subducción son los *arcos volcánicos*, que se forman sobre la placa suprayacente. Donde convergen dos placas oceánicas, una subduce debajo de la otra y se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situada encima de la placa que subduce. Eso acaba conduciendo al crecimiento de un **arco de islas volcánicas,** o simplemente **arco isla,** sobre el fondo oceánico. Son ejemplos de arcos insulares activos los de las Marianas, las Nuevas Hébridas, las Tonga y las Aleutianas (Figura 14.3).

En los lugares donde la litosfera oceánica subduce por debajo de un bloque continental, surge un **arco volcánico continental.** Aquí, el arco volcánico se forma sobre la topografía más elevada de las rocas continentales más antiguas y forma picos volcánicos que pueden alcanzar los 6.000 metros por encima del nivel del mar.

Fosas oceánicas profundas Otra gran estructura asociada con la subducción son las fosas oceánicas profundas. La profundidad de la fosa parece estar estrechamente relacionada con la edad y, por tanto, la temperatura de la placa oceánica en subducción. En el Pacífico occidental, donde la litosfera oceánica es fría, las capas oceánicas relativamente densas descienden hacia el manto y producen fosas profundas. Un ejemplo conocido es la fosa de las Marianas, en la que la zona más profunda se encuentra más de 11.000 metros por debajo del nivel del mar. Por el contrario, a la zona de subducción de Cascadia le falta una fosa bien definida. Aquí, la placa caliente y flotante de Juan de Fuca subduce con un ángulo muy pequeño debajo del suroeste de Canadá y el noroeste de los Estados Unidos. La zona de subducción de Perú-Chile, por otro lado, tiene profundidades de su fosa entre estos extremos. Gran parte de esta fosa es de 2 a 3 kilómetros menos profunda que las del Pacífico occidental, cuya profundidad media oscila entre los 7 y los 8 kilómetros. Una excepción se halla en la parte central de Chile, donde el borde de la placa tiene una pendien-



Figura 14.3 Tres de las numerosas islas volcánicas que forman el arco de las Aleutianas. Esta banda volcánica estrecha es el resultado de la subducción de la placa del Pacífico. En la distancia se encuentra el volcán Great Sitkin (1.772 metros), que los aleutianos llaman el «Gran vaciador de intestinos», por su frecuente actividad. (Foto de Bruce D. Marsh.)

te muy suave, lo cual hace que la fosa sea prácticamente inexistente.

Regiones de antearco y de trasarco Situadas entre los arcos volcánicos en desarrollo y las fosas oceánicas profundas se encuentran las regiones de *antearco* (Figura 14.2), en las que el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan. Además, la placa que subduce transporta los sedimentos del fondo oceánico hacia la zona antearco.

Otro lugar en el que los sedimentos y los derrubios volcánicos se acumulan es la región de *trasarco*, que se sitúa al lado del arco volcánico pero en el lado opuesto a la fosa. En esas regiones, las fuerzas tensionales suelen dominar, haciendo que la corteza se estire y se adelgace.

Dinámica en las zonas de subducción

Dado que las zonas de subducción se forman en el lugar en el que dos placas convergen, es natural suponer que las grandes fuerzas compresionales actúan para deformar los bordes de las placas. De hecho, este es el caso a lo largo de muchos bordes convergentes de placa. Sin embargo, los bordes convergentes no son siempre regiones dominadas por las fuerzas compresionales.

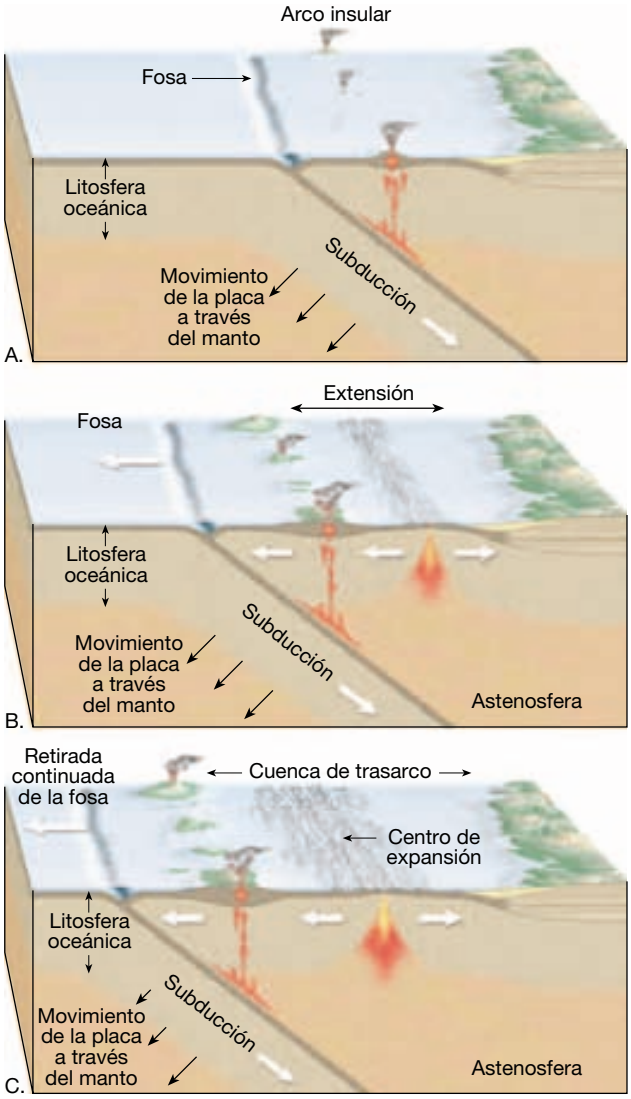
Extensión y expansión de la zona de trasarco A lo largo de algunos bordes convergentes de placa, las placas suprayacentes están sometidas a tensión, lo cual provoca el estiramiento y el adelgazamiento de la corteza. ¿Pero cómo actúan los procesos extensionales cuando dos placas se mueven juntas?

Se cree que la edad de la placa oceánica en subducción desempeña un papel importante en la determinación de las fuerzas dominantes que actúan en la placa suprayacente. Recordemos que cuando una capa relativamente fría y densa subduce, *no* sigue un camino fijo hacia la astenosfera. Antes bien, se hunde verticalmente a medida que desciende, haciendo que la fosa se retire, como se muestra en la Figura 14.4. Conforme la placa en subducción se hunde, crea un flujo (*succión de placa*) en la astenosfera que «tira» de la placa superior hacia la fosa en retirada. (¡Imaginemos qué pasaría si estuviéramos sentados en un bote salvavidas cerca del *Titanic* mientras éste se hunde!) Como consecuencia, la placa suprayacente está sometida a tensión y puede alargarse y adelgazarse. Si la tensión se mantiene durante el tiempo suficiente, se formará una **cuenca de trasarco.**

Recordemos del Capítulo 13 que el adelgazamiento y la ruptura de la litosfera se traduce en el afloramiento de rocas calientes del manto y la fusión por descompresión que lo acompaña. La extensión continuada inicia un tipo de expansión del fondo oceánico que genera nueva corteza oceánica y, de este modo, aumenta el tamaño de una cuenca de trasarco en desarrollo.

Se encuentran cuencas de trasarco activas detrás de las islas Marianas y las Tonga, mientras que las cuencas inactivas contienen el mar del sur de la China y el mar de Japón. Se cree que la expansión trasarco que formó el mar de Japón separó un pequeño fragmento de corteza continental de Asia. Gradualmente, este fragmento de corteza migró hacia el mar junto con la fosa en retirada. La expansión del fondo oceánico, a su vez, creó la corteza oceánica del fondo del mar de Japón.

Condiciones compresionales En algunas zonas de subducción dominan las fuerzas compresionales (*véase* Recuadro 14.1). Éste parece ser el caso de los Andes centrales, donde un episodio de deformación empezó hace unos 30 millones de años. Durante este intervalo de tiempo, el borde occidental de América del Sur ha esta-



▲ **Figura 14.4** Modelo en el que se muestra la formación de una cuenca de trasarco. La subducción y la retirada y doblamiento hacia detrás de la placa oceánica crea un flujo en el manto que «tira» de la placa superior hacia la fosa en retirada.

do cabalgando activamente la placa de Nazca, en subducción, a una velocidad aproximada de 3 centímetros anuales. En otras palabras, la placa Suramericana ha estado avanzando hacia la fosa Perú-Chile a una velocidad mayor de la de retirada de la fosa. Por tanto, en el caso de los Andes, la capa de litosfera oceánica descendiente sirve como un «muro» que resiste el movimiento en dirección oeste de la placa Suramericana. Las fuerzas tectónicas resultantes han acortado y engrosado el borde occidental de América del Sur. (Es importante observar que la corteza continental es en general más débil que la corteza oceánica; por tanto, la mayor parte de la deformación ocurre en los bloques continentales.) En esta región, el bloque de corteza de los Andes tiene un máximo engrosamiento de unos 70 kilómetros, y una topografía montañosa que en algunas ocasiones supera los 6.000 metros de altura.

Subducción y formación de montañas

Como se ha comentado anteriormente, la subducción de la litosfera oceánica da lugar a dos tipos distintos de cinturones montañosos. Cuando la *litosfera oceánica* subduce por debajo de una *placa oceánica*, se desarrollan un arco insular y las estructuras tectónicas relacionadas. La subducción por debajo de un *bloque continental*, en cambio, se traduce en la formación de un arco volcánico a lo largo del borde de un continente. Los bordes de placa que generan arcos volcánicos continentales suelen denominarse **bordes de tipo andino.**

Arcos insulares

Los arcos insulares representan lo que quizá son los cinturones montañosos más simples. Estas estructuras son consecuencia de la subducción constante de la litosfera



Recuadro 14.1 ▶ Entender la Tierra

Terremotos en el noroeste del Pacífico

En los estudios sísmicos se ha demostrado que la zona de subducción de Cascadia tiene menos actividad sísmica que cualquier otra zona de subducción a lo largo del borde de la cuenca Pacífica. ¿Significa eso que los terremotos no suponen ninguna gran amenaza para los centros de población del noroeste del Pacífico? Durante algún tiempo, ésta era la creencia convencional. No obstante, esa opinión cambió con el descubrimiento de pantanos y bosques litorales enterrados que se explican mejor por el hundimiento rápido que acompaña un gran terremoto.

La zona de subducción de Cascadia es muy parecida al borde convergente del centro de Chile, donde la placa oceánica desciende a un ángulo pequeño de unos 10-15 grados. En Chile, los efectos de las grandes fuerzas compresionales se perciben regularmente en forma de fuertes terremotos. El terremoto más fuerte jamás registrado ocurrió allí en 1960, M_W 9,5. La investigación predice que la subducción a ángulos pequeños se traduce en un ambiente que conduce a grandes terre-

motos (Mw 8,0 o mayor). Una explicación parcial reside en el hecho de que en esos lugares existe una gran zona de contacto entre la placa superior y la placa en subducción.

Como la zona de subducción del centro de Chile, el borde de Cascadia tiene una placa suavemente inclinada y carece de fosa, lo cual sugiere que la zona de subducción de Cascadia es capaz de causar grandes terremotos. Entre las pruebas de acontecimientos pasados de gran magnitud se cuentan los depósitos enterrados de turba hallados en algunas zonas de la bahía. Estos descubrimientos son coherentes con los episodios de hundimiento rápido parecidos a lo que ocurrió durante el terremoto de Alaska de 1964 (*véase* Capítulo 11). Además, aparentemente una falla cerca de Seattle actuó hace unos 1.100 años y produjo un gran tsunami.

Sin embargo, estas pruebas también sugieren que un gran terremoto es poco probable, al menos a corto plazo. En los estudios geodésicos realizados a lo largo de las zonas costeras del noroeste del Pacífico durante las últimas décadas, se indica que la tensión elástica no se está acumulando en gran medida.

¿Qué opinión es correcta? ¿Un gran terremoto en el noroeste del Pacífico es inminente o improbable? Esperemos que una mayor investigación resuelva esta cuestión. Mientras tanto, quienes vivan en la región que rodea la zona de subducción de Cascadia deberían conocer las precauciones que deben tomarse para mitigar los efectos de un gran terremoto.

oceánica, que puede durar 100 millones de años o más. La actividad volcánica esporádica, el emplazamiento de cuerpos plutónicos en profundidad y la acumulación de sedimentos procedentes de la placa en subducción aumentan de manera gradual el volumen del material de la corteza que cubre la placa superior. Algunos arcos de islas volcánicas maduros, como el de Japón, parecen haberse formado sobre un fragmento preexistente de corteza continental.

El desarrollo continuado de un arco de islas volcánicas maduro puede traducirse en la formación de una topografía montañosa compuesta de cinturones de rocas ígneas y metamórficas. Sin embargo, se considera esta actividad sólo como una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Como veremos más adelante, algunos arcos volcánicos son transportados por una placa en subducción hacia el borde de un bloque continental, donde se convierten en una parte de un episodio de formación de montañas.

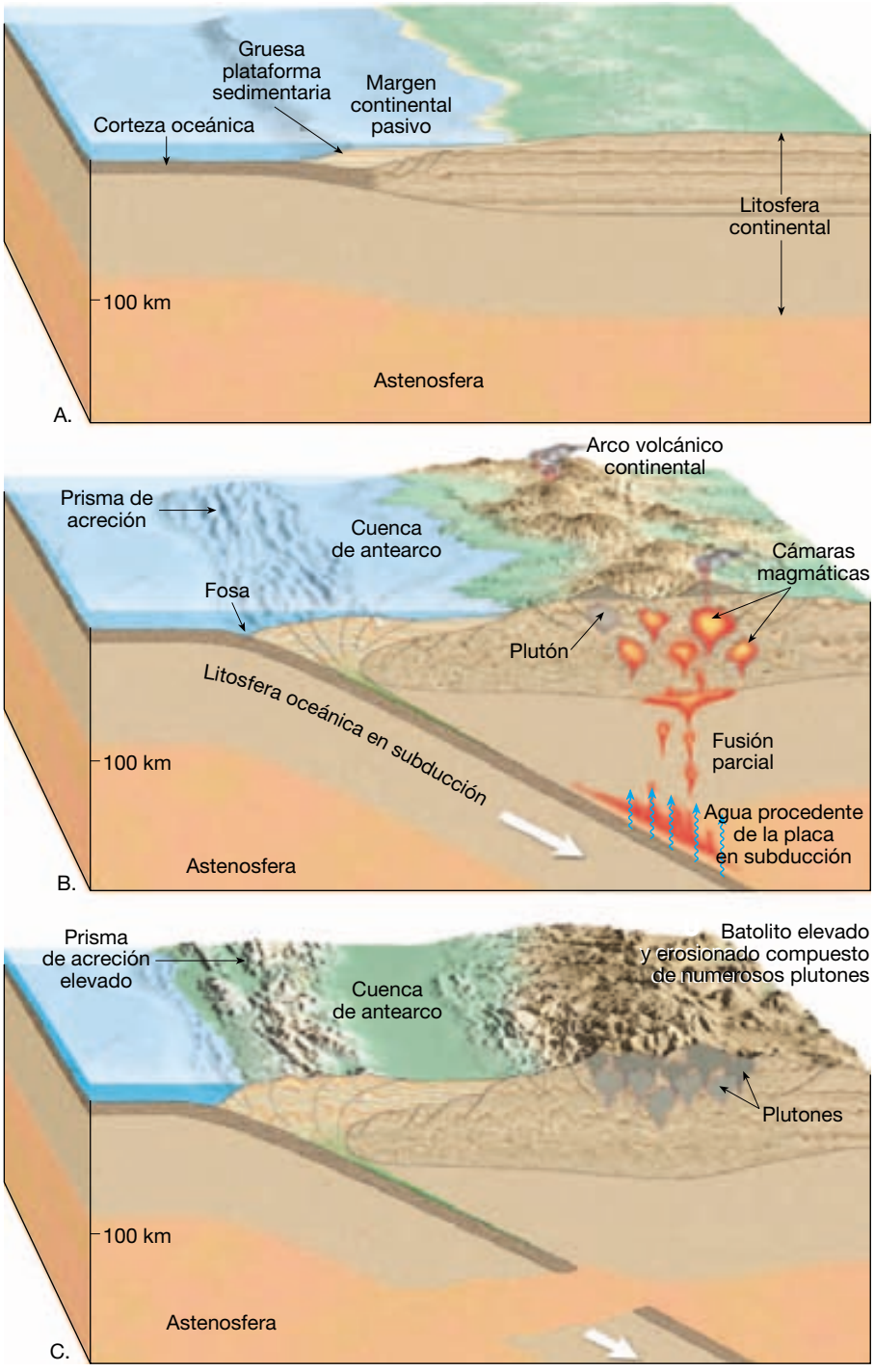
Los arcos insulares y los bordes de placa de tipo andino tienen muchas estructuras enormemente parecidas, lo cual refleja sus entornos tectónicos comparables (*véase* Figura 14.2). No obstante, hay una serie de diferencias, relacionadas principalmente con la edad de la placa oceánica que subduce y el tipo de corteza que cubre la placa suprayacente. En la siguiente sección, consideraremos la naturaleza de los bordes de tipo andino y el grado al que sus estructuras se parecen a los arcos insulares.

Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino

La primera etapa en el desarrollo de un cinturón montañoso de tipo andino aparece antes de la formación de la zona de subducción. Durante este período, el margen continental es un **margen pasivo,** es decir, no es un borde de placa, sino parte de la misma placa donde se encuentra la corteza oceánica contigua. La costa este de Estados Unidos proporciona un ejemplo actual de un margen continental pasivo. En lugares como éste, la deposición de sedimentos en la plataforma continental está produciendo una gruesa plataforma de areniscas, calizas y lutitas de aguas someras (Figura 14.5A). Más allá de la plataforma continental, las corrientes de turbidez depositan sedimentos en el fondo de la cuenca oceánica profunda (*véase* Capítulo 13). En este ambiente, tres elementos estructurales diferenciados de un cinturón montañoso en desarrollo toman forma de una manera gradual: los arcos volcánicos, los prismas de acreción y las cuencas de antearco (Figura 14.5).

Formación de un arco volcánico Recordemos que a medida que la litosfera oceánica desciende hacia el manto, el aumento de las temperaturas y las presiones provoca la salida de los volátiles (principalmente agua) de las rocas de la corteza. Estos fluidos móviles migran hacia la pieza en forma de prisma del manto situado entre la placa en subducción y la placa superior. Una vez la capa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 kilómetros, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de las rocas calientes del manto lo suficiente como para provocar fusión parcial (Figura 14.5B). La fusión parcial de las rocas del manto (principalmente la peridotita) genera *magmas primarios*, con composiciones basálticas. Puesto que son menos densos que las rocas a partir de las cuales se han originado, estos magmas basálticos recién formados ascenderán. Al alcanzar la base de la corteza continental, que está formada por rocas de baja densidad, en general estos magmas basálticos se reúnen y se acumulan. Sin embargo, el volcanismo reciente en los arcos actuales (la erupción del Etna, por ejemplo) indica que una parte del magma debe de alcanzar la superficie.

Para continuar el ascenso, los cuerpos magmáticos deben tener menor densidad que las rocas de la corteza. En las zonas de subducción, eso suele conseguirse me-



▶ **Figura 14.5** Orogénesis a lo largo de una zona de subducción de tipo andino. **A.** Margen continental pasivo con una extensa cuña de sedimentos. **B.** La convergencia entre placas genera una zona de subducción, y la fusión parcial produce un arco volcánico en desarrollo. La convergencia continua y la actividad ígnea deformaron y aumentaron el grosor de la corteza, elevando el cinturón montañoso, mientras se desarrolla un prisma de acreción. **C.** La subducción acaba y es seguida por un período de elevación y erosión.

diante la diferenciación magmática, en la que los minerales pesados ricos en hierro cristalizan y se sedimentan, dejando el fundido restante enriquecido en sílice y otros componentes «ligeros» (*véase* Capítulo 4). Por tanto, a través de la diferenciación magmática, un magma basáltico comparativamente denso pude generar fundidos de baja densidad con una composición andesítica (intermedia) o incluso riolítica (félsica).

El volcanismo a lo largo de los arcos continentales está dominado por la erupción de lavas y materiales piroclásticos de composición andesítica, mientras por otro lado pueden generarse cantidades menores de rocas ba-

sálticas y riolíticas. Dado que el agua procedente de la placa en subducción es necesaria para la fusión, estos magmas derivados del manto están enriquecidos en agua y otros volátiles (el componente gaseoso del magma). Estos magmas cargados de gas son los que producen las erupciones explosivas características de los arcos volcánicos continentales y los arcos insulares maduros.

Emplazamiento de los plutones La corteza continental gruesa es un gran impedimento para el ascenso del magma. Por consiguiente, un porcentaje elevado de la cantidad que intruye en la corteza nunca alcanza la superficie; en lugar de eso, cristaliza en profundidad y forma plutones. El emplazamiento de estos cuerpos ígneos masivos metamorfoseará la roca huésped a través del proceso denominado metamorfismo de contacto (*véase* Capítulo 8).

Al final, la elevación y la erosión desentierran estos cuerpos ígneos y las rocas metamórficas asociadas. Una vez expuestas en la superficie, estas estructuras masivas se denominan *batolitos* (Figura 14.5C). Compuestos de numerosos plutones, los batolitos forman el núcleo de Sierra Nevada en California y predomina en los Andes peruanos. La mayoría de batolitos está compuesta de rocas ígneas intrusivas con una composición intermedia a félsica, como la diorita y la granodiorita, aunque pueden existir granitos. (El granito es escaso en los batolitos que se encuentran a lo largo del borde occidental de Norteamérica, pero hay cantidades significativas en el núcleo de las montañas Apalaches.)

Desarrollo de un prisma de acreción Durante el desarrollo de los arcos volcánicos, los sedimentos transportados en la placa en subducción, así como fragmentos de la corteza oceánica, pueden ser arrancados y se adosan a la superficie de la placa suprayacente. La acumulación caótica de sedimentos deformados y fallados y los fragmentos de la corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (Figura 14.5B). Los procesos que deforman estos sedimentos se han comparado a lo que le sucede a un suelo a medida que es arrancado y empujado delante de una excavadora.

Algunos de los sedimentos que componen el prisma de acreción son arcillas que se acumularon en el fondo oceánico y luego fueron transportadas a la zona de subducción por el movimiento de las placas. Otros materiales se derivan del arco volcánico adyacente y están compuestos por cenizas volcánicas y otros materiales piroclásticos, así como por sedimentos erosionados de estos relieves elevados.

Algunas zonas de subducción tienen prismas de acreción mínimos o no los tienen. La fosa de las Marianas, por ejemplo, carece de prisma de acreción, en parte debido a la distancia que la separa de un área fuente importante. (Otra explicación propuesta para la falta de un prisma de acreción es que gran parte de los sedimentos disponibles han subducido.) Por el contrario, la zona de subducción de Cascadia tiene un gran prisma de acreción. Aquí, la placa de Juan de Fuca tiene un manto de sedimentos de 3 kilómetros de grosor aportados principalmente por el río Colorado.

La subducción prolongada, en las regiones donde los sedimentos abundan, puede engrosar el prisma de acreción bastante como para que sobresalga por encima del nivel del mar. Eso ha sucedido a lo largo del extremo meridional de la fosa de Puerto Rico, donde la cuenca del río Orinoco de Venezuela es una gran área fuente. El prisma resultante emerge en la isla de Barbados.

No todos los sedimentos disponibles se convierten en una parte del prisma de acreción; antes bien, algunos subducen a grandes profundidades. Conforme estos sedimentos descienden, la presión aumenta de una manera constante, pero las temperaturas en el interior de los sedimentos se mantienen relativamente bajas, porque están en contacto con la placa fría que se hunde. Esta actividad genera una serie de minerales metamórficos de alta presión y baja temperatura. Debido a su baja densidad, algunos de los sedimentos subducidos y los componentes metamórficos asociados pueden ascender hacia la superficie. Este «reflujo» tiende a mezclar y revolver los sedimentos del interior del prisma de acreción. Por tanto, un prisma de acreción evoluciona y se convierte en una estructura compleja formada por rocas sedimentarias falladas y plegadas y fragmentos de corteza oceánica intermezclados con las rocas metamórficas formadas durante el proceso de subducción. La estructura única de los prismas de acreción ha ayudado enormemente a los geólogos en su intento de reconstruir los acontecimientos que han generado nuestros continentes actuales.

Cuencas de antearco A medida que el prisma de acreción crece en dirección ascendente, tiende a actuar como barrera al movimiento de los sedimentos desde el arco volcánico hacia la fosa. Como consecuencia, los sedimentos empiezan a acumularse entre el prisma de acreción y el arco volcánico. Esta región, compuesta de capas de sedimentos relativamente no deformadas y rocas sedimentarias se denomina **cuenca de antearco** (Figura 14.5B). El descenso y la sedimentación continuada en las cuencas de antearco pueden generar una secuencia de estratos sedimentarios horizontales de varios kilómetros de grosor.

Sierra Nevada y las sierras litorales

Durante el período Jurásico, cuando el Atlántico norte empezó a abrirse, se formó una zona de subducción a lo largo del borde occidental de la placa Norteamericana. Las pruebas de este episodio de subducción se encuentran en un cinturón casi continuo de plutones ígneos que in-

cluyen el batolito Baja de México, los batolitos de Sierra Nevada y Idaho situados en el oeste de los Estados Unidos y el batolito Litoral de Canadá (*véase* Figura 5.32).

Una parte de lo que formó este borde convergente de placa constituye ahora un excelente ejemplo de un cinturón orogénico inactivo de tipo andino. Que incluye Sierra Nevada y las sierras Costeras de California (Figura 14.6). Estos cinturones montañosos paralelos se produjeron por la subducción de una parte de la cuenca del Pacífico (placa de Farallón) debajo del borde occidental de California.

El batolito de Sierra Nevada es un resto del arco volcánico continental que fue generado por numerosas oleadas de magma a lo largo de 10 millones de años. Las sierras Costeras representan un prisma de acreción que se formó cuando los sedimentos arrancados de la placa en subducción y erosinados desde el arco volcánico continental se plegaron y fallaron de una manera intensa. (Algunas porciones de las sierras Costeras están compuestas de una mezcla caótica de rocas sedimentarias y metamórficas y fragmentos de corteza oceánica denominada formación Franciscan.)

La subducción, que empezó hace unos 30 millones de años, cesó de manera gradual a lo largo de gran parte del borde de Norteamérica a medida que el centro de expansión que produjo la placa de Farallón entraba en la fosa de California (*véase* Figura 13.20). Tanto el centro de expansión como la zona de subducción se destruyeron posteriormente. El levantamiento y la erosión que siguieron a este acontecimiento han eliminado gran parte de la evidencia de la actividad volcánica antigua y han dejado expuesto un núcleo de rocas ígneas cristalinas y rocas metamórficas asociadas que componen la Sierra Nevada. El levantamiento de las sierras Costeras tuvo lugar sólo re-



▶ **Figura 14.6** Mapa de las montañas y relieve del oeste de Estados Unidos. (Tomado de Thelin y Pike, U. S. Geological Survey.)

cientemente, como demuestran los sedimentos jóvenes, no consolidados, que todavía cubren zonas de estas tierras elevadas.

El Gran Valle de California es un resto de la cuenca de antearco que se formó entre la Sierra Nevada y las sierras Costeras, ambas en desarrollo. Durante gran parte de su historia, algunas partes del Gran Valle se extienden por debajo del nivel del mar. Esta cuenca llena de sedimentos contiene potentes depósitos marinos y derrubios erosionados del arco volcánico continental.

A partir de este ejemplo, podemos ver que los cinturones montañosos de tipo andino están compuestos de dos zonas de deformación casi paralelas. Un arco volcánico continental, que se forma a lo largo de los bordes continentales, está compuesto de volcanes y grandes cuerpos ígneos intrusivos y rocas metamorficas asociadas. En el lado del mar del arco volcánico continental, donde las placas en subducción descienden por debajo del continente, se genera un prisma de acreción. Esta estructura está formada principalmente por sedimentos y derrubios volcánicos que se han plegado, se han fallado y en algunos lugares se han metamorfizado (Figura 14.5). Entre estas zonas deformadas se extiende una cuenca de antearco, compuesta principalmente de estratos marinos horizontales.

En resumen, el crecimiento de cinturones montañosos en las zonas de subducción es una respuesta al engrosamiento de la corteza provocado por la adición de rocas ígneas derivadas del manto. Además, el acortamiento y el engrosamiento de la corteza tienen lugar a lo largo de los bordes continentales como consecuencia de la convergencia.

Colisiones continentales



Bordes convergentes
▼ Colisiones continentales

Como hemos visto, cuando una lámina de la litosfera oceánica subduce por debajo de un borde continental, se desarrolla un cinturón montañoso de tipo andino. Si la placa que subduce también contiene un continente, la subducción continuada acaba transportando el bloque continental hacia la fosa. Aunque la litosfera oceánica es relativamente densa y subduce con facilidad, la corteza continental contiene cantidades importantes de materiales de baja densidad y es demasiado flotante como para experimentar una subducción apreciable. Por consiguiente, la llegada de la litosfera continental a la fosa se traduce en una colisión con el borde del bloque continental suprayacente y la interrupción de la subducción (Figura 14.7).

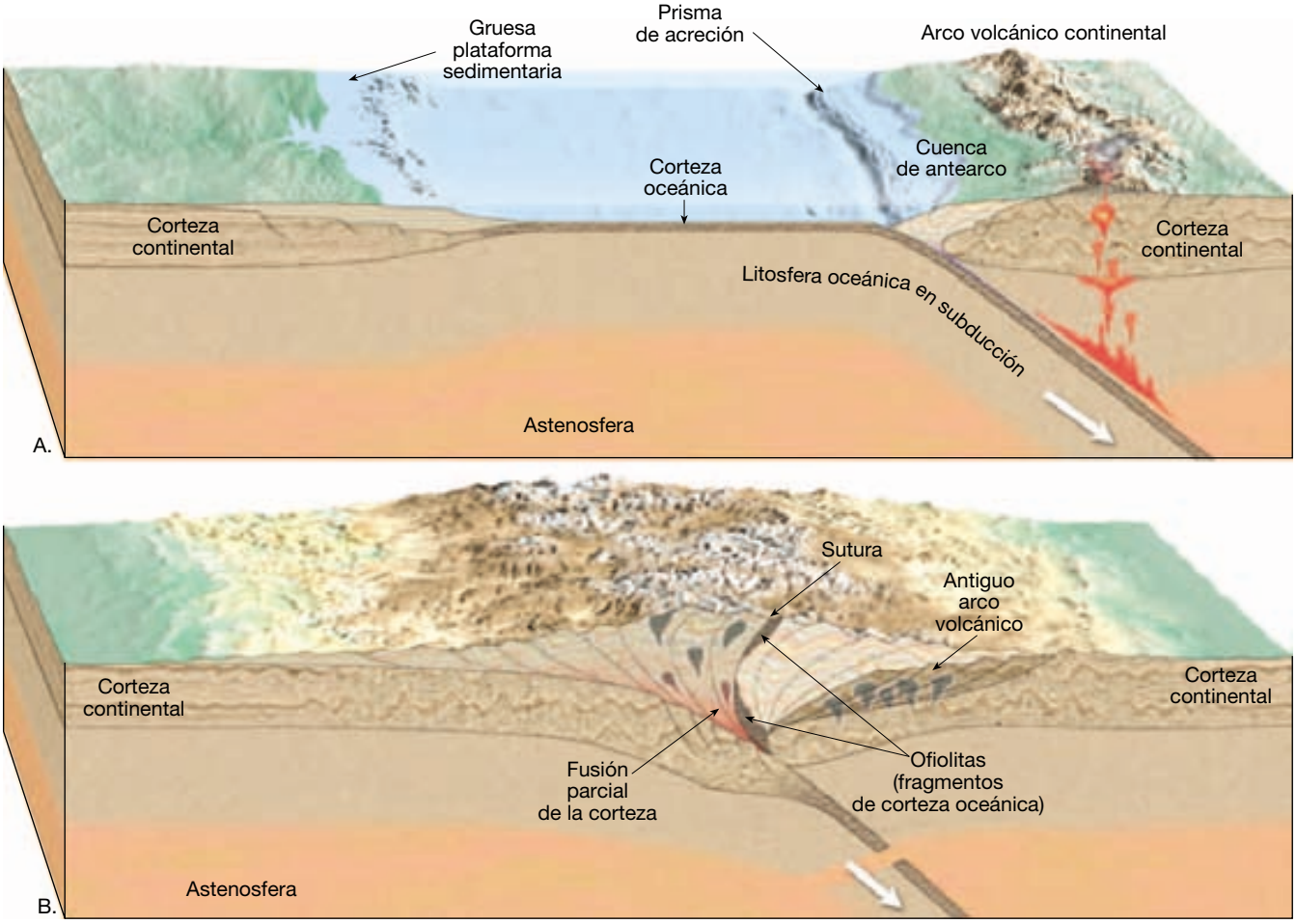
Las colisiones continentales tienen como consecuencia el desarrollo de **montañas compresionales** caracterizadas por una corteza acortada y engrosada. Los grosores de 50 kilómetros son comunes y la corteza de algunas regiones tiene espesores que superan los 70 kilómetros. En estos lugares, el engrosamiento de la corteza se alcanza generalmente a través del plegado y el fallado.

Los **cinturones de pliegues y cabalgamientos** son estructuras notables de la mayoría de montañas compresionales. Estos terrenos montañosos suelen ser el resultado de la deformación de gruesas secuencias de rocas sedimentarias de aguas someras parecidas a las que forman los bordes continentales pasivos del Atlántico. Durante una colisión continental, estas rocas sedimentarias son empujadas tierra adentro, lejos del núcleo de cinturón montañoso en desarrollo y sobre el interior continental estable. En esencia, el acortamiento de la corteza se alcanza a través del desplazamiento a lo largo de los cabalgamientos (fallas inversas de ángulo pequeño), donde los estratos que antes se extendían horizontalmente se apilan los unos encima de los otros como se ilustra en la Figura 14.7. Durante este desplazamiento, el material atrapado entre las fallas inversas suele plegarse y forma la otra estructura principal de un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Se encuentran ejemplos excelentes de cinturones de pliegues y cabalgamientos en los Apalaches, en las Rocosas canadienses, en el Himalaya (meridional) y en los Alpes septentrionales.

Los mecanismos que generan montañas compresionales también crean otros tipos de estructuras tectónicas. Entre éstos se cuentan los bloques del basamento que cabalgan hacia el continente opuesto. Además, las fallas inversas y los pliegues son estructuras principales del prisma de acreción que se genera a lo largo del borde de tipo andino de uno de los dos continentes.

La zona en la que dos continentes colisionan se denomina **sutura.** Esta parte del cinturón montañoso suele conservar restos de la litosfera oceánica que fueron atrapadas entre las placas en colisión. Como consecuencia de su estructura ofiolítica única (*véase* Capítulo 13), estos fragmentos de litosfera oceánica ayudan a identificar la localización del borde de colisión. A lo largo de las zonas de sutura es donde los continentes se sueldan. Sin embargo, al principio se trata de zonas muy calientes y débiles. Por tanto, si los movimientos de las placas asociadas con ellas pasan drásticamente de la convergencia a la divergencia, estas zonas de fragilidad pueden convertirse en futuros puntos de ruptura continental.

Observaremos más detenidamente dos ejemplos de cordilleras colisonales: el Himalaya y los Apalaches. El Himalaya es la cordillera de colisión más joven de la Tierra y todavía está creciendo. Los Apalaches constituyen un cinturón montañoso mucho más antiguo, en el que la for-



▲ **Figura 14.7** Ilustración en la que se muestra la formación de las principales estructuras de un cinturón montañoso compresional, incluido el cinturón de pliegues y cabalgamientos.

mación activa de montañas cesó hace unos 250 millones de años.

Himalaya

El episodio de formación de montañas que creó el Himalaya empezó hace alrededor de 45 millones de años, cuando la India empezó a colisionar con Asia. Antes de la fragmentación de Pangea, India era una parte de Gondwana en el hemisferio sur (*véase* Figura 2.A). Al separarse de ese continente, la India se movió rápidamente, desde el punto de vista geológico, unos pocos miles de kilómetros en dirección norte (*véase* Figura 2.A).

La zona de subducción que facilitó la migración hacia el norte de India estaba situada cerca del borde meridional de Asia. La subducción continuada a lo largo del borde de Asia creó un borde de placa de tipo andino que contenía un arco volcánico bien desarrollado y un prisma de acreción. El borde septentrional indio, por otra parte, era un borde continental pasivo compuesto por una gruesa plataforma de sedimentos de aguas someras y rocas sedimentarias.

Aunque los detalles permanecen algo incompletos, uno o quizás varios pequeños fragmentos continentales se situaron en la placa en subducción en algún punto entre India y Asia. Durante el cierre de la cuenca oceánica intermedia, un fragmento relativamente pequeño de la corteza, que ahora constituye el sur del Tíbet, alcanzó la fosa. Después de este acontecimiento, se acreciona la India. Las fuerzas tectónicas implicadas en la colisión de India con Asia eran enormes e hicieron que los materiales más deformables situados en los bordes litorales de estos continentes experimentaran grandes pliegues y fallas. El acortamiento y el engrosamiento de la corteza elevaron grandes cantidades de material de la corteza, generando las espectaculares montañas del Himalaya.

Además de la elevación, el acortamiento produjo un engrosamiento de la corteza en la que las capas inferiores

experimentaban temperaturas y presiones elevadas. La fusión parcial en el interior de la región más profunda y deformada del cinturón montañoso produjo plutones que intruyeron y deformaron las rocas suprayacentes. Es en ambientes de este tipo donde se genera el núcleo metamórfico e ígneo de las montañas compresionales.

Tras la formación del Himalaya vino un período de elevación que hizo ascender la llanura Tibetana. Las pruebas procedentes de los estudios sísmicos sugieren que una parte del subcontinente indio fue empujada por debajo del Tíbet posiblemente a lo largo de una distancia de 400 kilómetros. Si fue así, el grosor añadido de la corteza explicaría el paisaje elevado del Tíbet meridional, que tiene una elevación media más alta que el monte Whitney, el punto más elevado de los Estados Unidos. Otros investigadores no están de acuerdo con este escenario. Por el contrario, sugieren que las grandes fallas inversas y los pliegues en el interior de la corteza superior, así como la deformación dúctil uniforme de la corteza inferior y el manto litosférico subyacente, produjeron el gran grosor de la corteza que explica la elevación extrema de esta llanura. Es necesaria más investigación para resolver esta cuestión.

La velocidad de la colisión con Asia disminuyó, pero no frenó la migración hacia el norte de India, que desde entonces ha penetrado al menos 2.000 kilómetros en la masa continental asiática. El acortamiento de la corteza explica una parte de este movimiento. Se cree que gran parte de la penetración restante en Asia se ha traducido en el desplazamiento lateral de grandes bloques de la corteza asiática mediante un mecanismo denominado *escape continental*. Como se muestra en la Figura 14.8, cuando India colisionó con Asia, algunas partes de Asia fueron «estrujadas» hacia el este fuera de la zona de colisión. En la actualidad estos bloques desplazados de la corteza constituyen gran parte de Indochina y secciones del continente chino.

¿Por qué el interior se Asia se deformó hasta tal grado mientras India propiamente ha permanecido en esencia inalterada? La respuesta reside en la naturaleza de estos bloques de corteza diferentes. Gran parte de India es un escudo compuesto principalmente de rocas cristalinas precámbricas (*véase* Figura 14.1). Esta lámina gruesa y fría de material de la corteza ha permanecido intacta durante más de 2.000 millones de años. Por el contrario, el sureste asiático se formó más recientemente a partir de fragmentos más pequeños de la corteza, durante e incluso después de la formación de Pangea. Por consiguiente, es todavía relativamente «caliente y débil» de los períodos recientes de formación de montañas. La deformación de Asia se ha recreado en el laboratorio con un bloque rígido que representa India y que es empujado hacia el interior de una masa de arcilla deformable de moldeado, como se muestra en la Figura 14.8.

India continúa siendo empujada hacia Asia a una velocidad estimada de unos pocos centímetros cada año. Sin embargo, los numerosos terremotos registrados en la costa meridional de India indican que se puede estar formando una nueva zona de subducción. Si se formara, proporcionaría un lugar de subducción para el fondo del océano Índico, que se genera de manera continuada en un centro de expansión situado al suroeste. Si eso ocurriera, el viaje de India hacia el norte, en relación con Asia, se interrumpiría y cesaría el crecimiento del Himalaya.

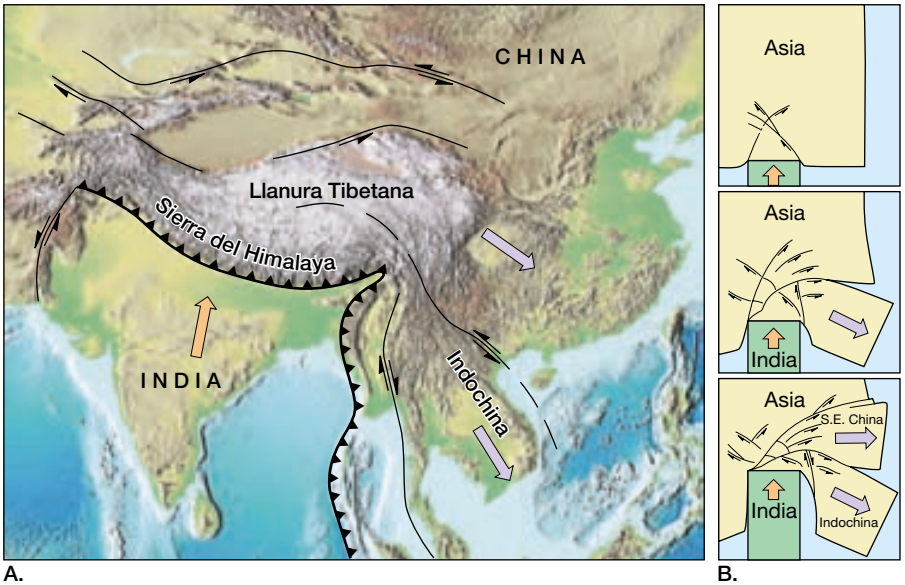


Figura 14.8 La colisión entre India y Asia que generó el Himalaya y la llanura Tibetana también deformó enormemente gran parte del sureste asiático. **A.** Vista cartográfica de algunos de los principales rasgos estructurales del sureste asiático que se cree que están relacionados con este episodio de formación de montañas. **B.** Recreación de la deformación de Asia, con un bloque rígido que representa India empujado hacia una masa de arcilla de modelar deformable.

Apalaches

Los Apalaches proporcionan una gran belleza paisajística al este de Norteamérica desde Alabama a Terranova. Además, en las islas Británicas, Escandinavia, Europa occidental y Groenlandia se encuentran montañas que se formaron a la vez que los Apalaches (*véase* Figura 2.5). La orogenia que generó este extenso sistema montañoso duró unos pocos centenares de millones de años y fue uno de los estadios de la reunión del supercontinente de Pangea. Los estudios detallados de los Apalaches centrales y meridionales indican que la formación de este cinturón montañoso fue más compleja de lo que se había creído. En lugar de formarse durante una única colisión continental, los Apalaches son fruto de tres episodios diferenciados de formación de montañas.

Este escenario excesivamente simplificado empieza hace alrededor de hace 750 millones de años con la fragmentación del supercontinente anterior a Pangea (Rodinia), que separó Norteamérica de Europa y África. Este episodio de ruptura continental y expansión del fondo oceánico generó el Atlántico norte ancestral. Situado en el interior de esta cuenca oceánica en desarrollo había un fragmento de corteza continental que se había separado de Norteamérica (Figura 14.9A).

Luego, hace unos 600 millones de años, el movimiento de las placas cambió de una manera drástica y el Atlántico norte ancestral empezó a cerrarse. Probablemente se formaron dos nuevas zonas de subducción. Una de ellas se encontraba en el lado de mar de la costa africana y produjo un arco volcánico parecido a los que en la actualidad rodean el Pacífico occidental. La otra se desarrolló sobre el fragmento continental situado delante de la costa de Norteamérica, como se muestra en la Figura 14.9.

Hace entre 450 y 500 millones de años, el mar marginal situado entre este fragmento de la corteza y Norteamérica empezó a cerrarse. La colisión subsiguiente deformó la plataforma continental y suturó el fragmento de corteza a la placa Norteamericana. Los restos metamorfizados del fragmento continental se reconocen en la actualidad como las rocas cristalinas de las regiones de Blue Ridge y el Piedmont occidental de los Apalaches (Figura 14.9B). Además del metamorfismo regional generalizado, la actividad ígnea produjo numerosos cuerpos plutónicos a todo lo largo del borde continental, en especial en Nueva Inglaterra.

Un segundo episodio de formación de montañas tuvo lugar hace unos 400 millones de años. En el sur de los Apalaches, el cierre continuado del Atlántico norte ancestral se tradujo en la colisión del arco volcánico en desarrollo con Norteamérica (Figura 14.9C). Las pruebas de este acontecimiento son visibles en el cinturón pizarroso de Carolina del Piedmont oriental, que contiene rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas características de un arco insular.

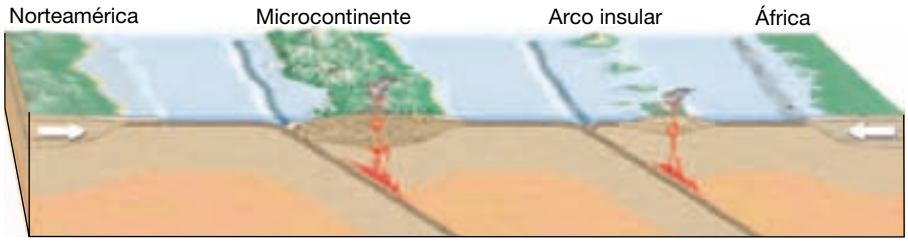
La orogenia final tuvo lugar en algún momento hace 250-300 millones de años, cuando África colisionó con Norteamérica. En algunos puntos el desplazamiento tierra adentro total de las provincias Blue Ridge y Piedmont puede haber superado los 250 kilómetros. Este acontecimiento desplazó y deformó los sedimentos y las rocas sedimentarias de la plataforma que antes habían flanqueado el borde oriental de Norteamérica (Figura 14.9D). En la actualidad esas areniscas, arcillas y lutitas plegadas y falladas constituyen las rocas de la provincia de Valley and Ridge que, en gran parte, no ha experimentado metamorfismo. Se encuentran afloramientos de las estructuras plegadas y falladas características de las montañas compresionales en lugares tan interiores como el centro de Pensilvania y el oeste de Virginia (Figura 14.10).

Desde el punto de vista geológico, poco después de la formación de los Apalaches, el supercontinente recién formado de Pangea empezó a romperse en fragmentos más pequeños. Dado que esta zona de ruptura tuvo lugar al este de la sutura que se formó entre África y Norteamérica, un resto de África permanece «soldado» a la placa Norteamericana (Figura 14.9E).

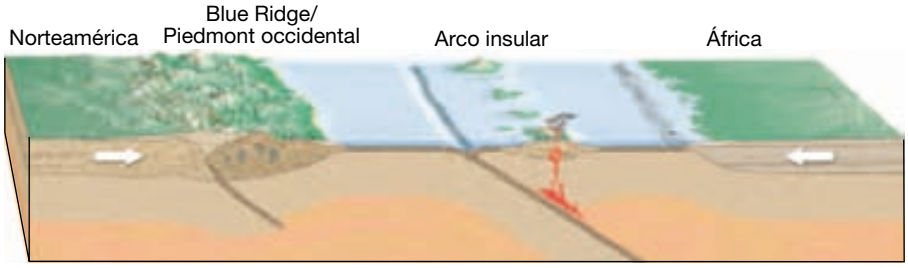
Otras cordilleras montañosas que exhiben pruebas de colisiones continentales son, entre otras, los Alpes y los Urales. Se cree que los Alpes se formaron como consecuencia de una colisión entre África y Europa durante el cierre del mar de Tetis. Por otro lado, los Urales se formaron durante la reunión de Pangea cuando Báltica (Europa septentrional) y Siberia (Asia septentrional) colisionaron (*véase* Capítulo 13).

En resumen, la subducción continuada de la litosfera oceánica a lo largo de un borde de placa de tipo andino acabará cerrando una cuenca oceánica y hará que los continentes, o los fragmentos de los continentes, colisionen. El resultado es la orogenia de un cinturón montañoso compresional como el Himalaya o los Apalaches. Se cree que los principales acontecimientos de estos episodios de formación de montañas suceden de la siguiente manera:

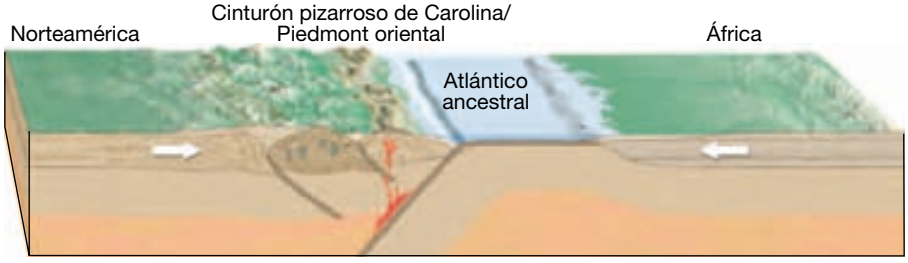
1. Después de la fragmentación de una masa continental, se deposita una gruesa cuña de sedimentos a lo largo de los márgenes continentales pasivos.
2. A causa de un cambio de la dirección del movimiento de las placas, la cuenca oceánica empieza a cerrarse y los continentes empiezan a converger.
3. La convergencia de las placas provoca la subducción de una placa oceánica por debajo de uno



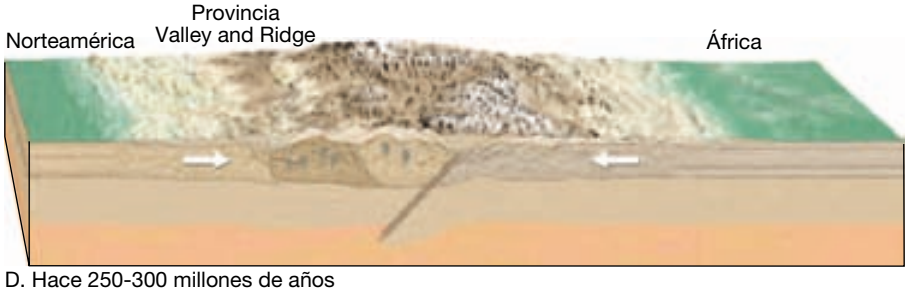
A. Hace 600 millones de años



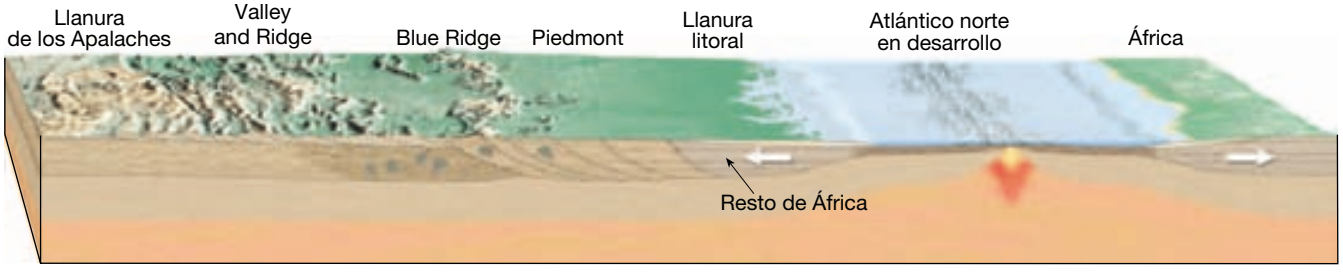
B. Hace 450-500 millones de años



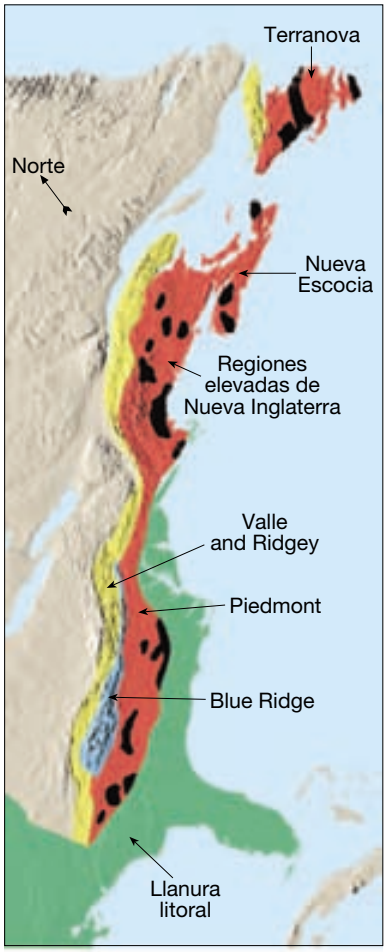
C. Hace 400 millones de años



D. Hace 250-300 millones de años



E. Hace 200 millones de años, cuando comienza la apertura del Atlántico norte



F. Principales rasgos estructurales de los Apalaches

▲ **Figura 14.9** Estos diagramas simplificados describen el desarrollo de los Apalaches meridionales cuando el Atlántico norte ancestral se cerró durante la formación de Pangea. Las fases separadas de la actividad formadora de montañas se extendieron durante más de 300 millones de años. (Tomado de Zve Ben-Avraham, Jack Oliver, Larry Brown y Frederick Cook.)



▲ **Figura 14.10** La provincia de Valley and Ridge. Esta porción de los Apalaches consiste en estratos sedimentarios plegados y fallados que fueron desplazados tierra adentro con el cierre del proto-Atlántico. (Imagen LANDSAT, cortesía de Phillips Petroleum Company, Exploration Projects Section.)

de los continentes y crea un arco volcánico de tipo andino y el prisma de acreción asociado.

4. Finalmente, los bloques continentales colisionan. Este acontecimiento compresional deforma y metamorfiza severamente los sedimentos atrapados en la colisión. La convergencia continental hace que esos materiales deformados, y grandes láminas de material de la corteza, se acorten y engrosen, produciendo un terreno montañoso elevado.
5. Por último, un cambio en el movimiento de las placas interrumpe el crecimiento del cinturón montañoso. En este momento, los procesos causados por la gravedad, como la erosión, se convierten en las fuerzas dominantes que alteran el paisaje.

Se piensa que esta secuencia de acontecimientos ha sucedido muchas veces durante la larga historia de la Tierra. Sin embargo, los ambientes tectónicos y climáticos variaron en cada caso. Por tanto, la formación de cada cadena montañosa debe considerarse como un acontecimiento único (*véase* Recuadro 14.2).



Recuadro 14.2 ▶ Entender la Tierra

El sur de las Rocosas

La porción de las montañas Rocosas que se extiende desde el sur de Montana hasta Nuevo México se produjo por un período de deformación conocido como la *orogenia Laramide*. Este acontecimiento, que creó uno de los paisajes más pintorescos de Estados Unidos, alcanzó su punto álgido hace unos 60 millones de años. Las cordilleras montañosas generadas durante la orogenia Laramide son, entre otras, la cordillera Frontal de Colorado, la Sangre de Cristo de Nuevo México y Colorado y los Bighorns de Wyoming.

Estas montañas son estructuralmente muy diferentes de las del norte de las Rocosas, entre las que se cuentan las Rocosas canadienses y las porciones de las Rocosas de Idaho, el oeste de Wyoming y el oeste de Montana. Las Rocosas septentrionales son montañas compresionales compuestas de gruesas secuencias de rocas sedimentarias deformadas por pliegues y fallas inversas de bajo ángulo. La mayoría de los investigadores coincide en que la colisión de uno o más microcontinentes con el borde occidental de Norteamérica generó la fuerza conductora que se encuentra detrás de la formación del norte de las Rocosas.

El sur de las Rocosas, por otro lado, se formó cuando las rocas cristalinas profundas ascendieron casi verticalmente a lo largo de fallas muy inclinadas, empujando las capas suprayacentes de rocas sedimentarias más jóvenes. La topografía montañosa resultante está compuesta de grandes bloques de rocas antiguas de basamento separadas por cuencas llenas de sedimentos. Desde su formación, gran parte de la cubierta sedimentaria se ha erosionado de las porciones más altas de los bloques elevados y éstos exhiben sus núcleos ígneos y metamórficos. Entre los ejemplos se cuenta una serie de afloramientos graníticos que se proyectan como cimas escarpadas, como el pico Pikes, y el pico Longs en la cordillera Frontal de Colorado. En muchas zonas, los restos de los estratos sedimentarios que habían cubierto esta región son visibles en forma de prominentes dorsales angulares, denominadas *hogbacks*, que flanquean los núcleos cristalinos de las montañas.

Antes se había supuesto que como otras regiones de topografía montañosa el sur de las Rocosas se mantenía elevado porque la corteza se había engrosado a causa de los acontecimientos tectónicos del pasado. Sin embargo, los estudios sísmicos realizados a través del suroeste americano revelaron un grosor de la corteza no superior al que se encontraba debajo de Denver. Estos datos descartaban la flotabilidad de la corteza como la causa del salto abrupto de 2 kilómetros en la elevación que tiene lugar donde las Grandes Llanuras se encuentran con las Rocosas.

Aunque el sur de las Rocosas se ha estudiado extensamente durante más de un siglo, hay todavía mucho debate en torno a los mecanismos que condujeron a la elevación. Una hipótesis propone que este período de elevación empezó con la subducción casi horizontal de la placa de Farallón hacia el este por debajo de Norteamérica, tierra adentro hasta las Black Hills de Dakota del Sur. A medida que la placa subducida pasaba rozando por debajo del continente, las fuerzas compresionales iniciaron un período de actividad tectónica. Conforme la placa de Farallón comparativamente fría se hundía, era sustituida por rocas calientes que ascendían del manto. Por tanto, según este escenario, el manto caliente proporcionaba la flotabilidad para elevar las Rocosas meridionales, así como la llanura de colorado y las montañas de Basin and Range.

Otros discrepan y mantienen que no hay ninguna necesidad de recurrir al proceso anterior. Antes bien, sugieren que la convergencia de placas y la colisión de uno o más microcontinentes contra el borde occidental de Norteamérica generaron la fuerza conductora que está detrás de la orogenia Laramide (*véase* la sección «*Terranes* y formación de las montañas»).

Debe señalarse que ninguna de estas propuestas ha recibido un amplio reconocimiento. Tal como lo dijo un geólogo que conoce esta región, «simplemente, no lo sabemos».

Terranes y formación de montañas



Bordes convergentes
▼ Fragmentos de la corteza y formación de las montañas

Los cinturones montañosos también pueden desarrollarse como consecuencia de la colisión y la fusión de un arco insular, u otro fragmento pequeño de la corteza, a un bloque continental. Como cabe esperar, las montañas generadas por la colisión de un pequeño fragmento de corteza serán de una escala algo menor que las generadas por una colisión continental. El proceso de colisión y acreción (unión) de fragmentos de corteza comparativamente pequeños ha generado muchas de las regiones montañosas que rodean el Pacífico.

La naturaleza de los *terranes*

Los geólogos se refieren a estos bloques de corteza acrecionada como *terranes* (terrenos). De una manera sencilla, la expresión ***terranes*** se refiere a cualquier fragmento de la corteza que tiene una historia geológica distinta de la correspondiente a las zonas colindantes. Los *terranes* tienen formas y tamaños variados.

¿Cuál es la naturaleza de esos fragmentos de corteza y de dónde proceden? La investigación sugiere que, antes de su acreción a un bloque continental, algunos de los fragmentos podían haber sido **microcontinentes** similares a la actual isla de Madagascar, localizada al este de África, en el océano Índico. Muchos otros eran arcos de islas como Japón, Filipinas y las islas Aleutianas. Aún otros podían haber estado por debajo del nivel del mar; sus análogos actuales pueden ser fragmentos de corteza sumergidos, como los que se encuentran en el fondo del Pacífico occidental (*véase* Figura 14.11). En la actualidad se sabe que existen más de cien de esos fragmentos de la corteza comparativamente pequeños. Sus orígenes varían. Algunos son fragmentos sumergidos compuestos principalmente de corteza continental, mientras otros son islas volcánicas extinguidas, como la cadena de montes submarinos de las islas Hawaii-Emperador. Otros son llanuras oceánicas sumergidas creadas por emisiones masivas de lavas basálticas asociadas con la actividad de puntos calientes.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

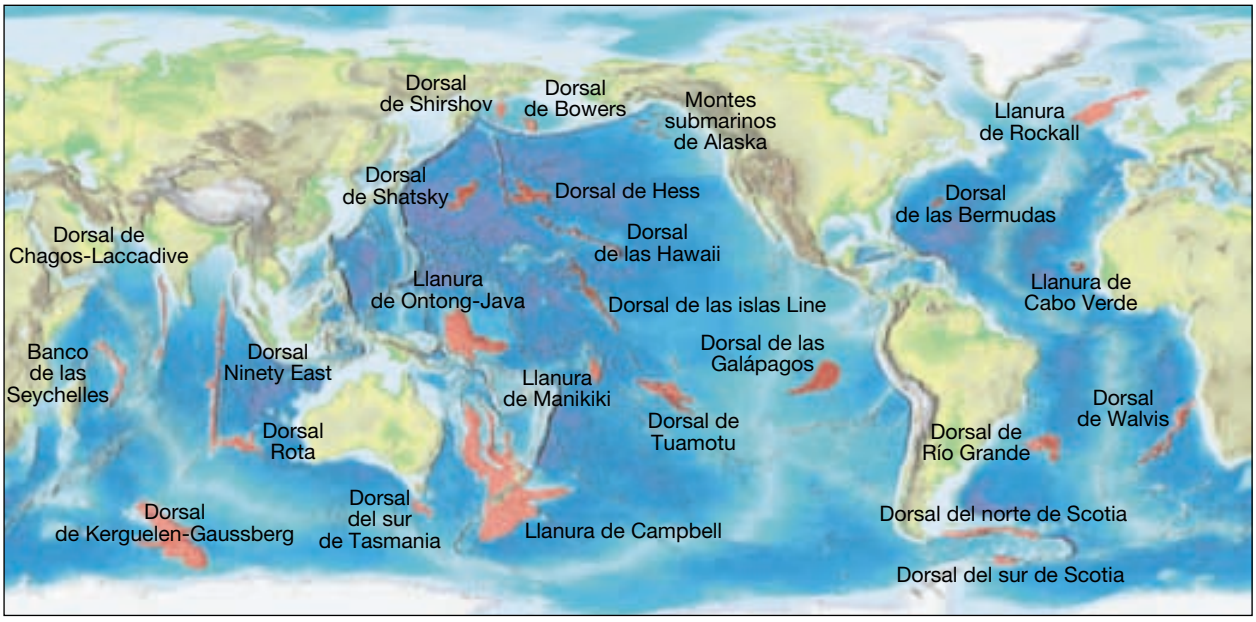
¿Cuál es la diferencia entre un terrane *y un terreno?*

El término *terrane* se utiliza para designar una serie diferenciada y reconocible de formaciones rocosas que han sido transportadas por procesos de la tectónica de placas. Dado que los geólogos que cartografiaron estas rocas no estaban seguros de su procedencia, estas rocas a veces recibían el nombre de *terranes* «exóticos», «acrecionados» o «extraños». No hay que confundir este término con el término *terreno*, que describe la forma de la topografía superficial o la «disposición de la tierra».

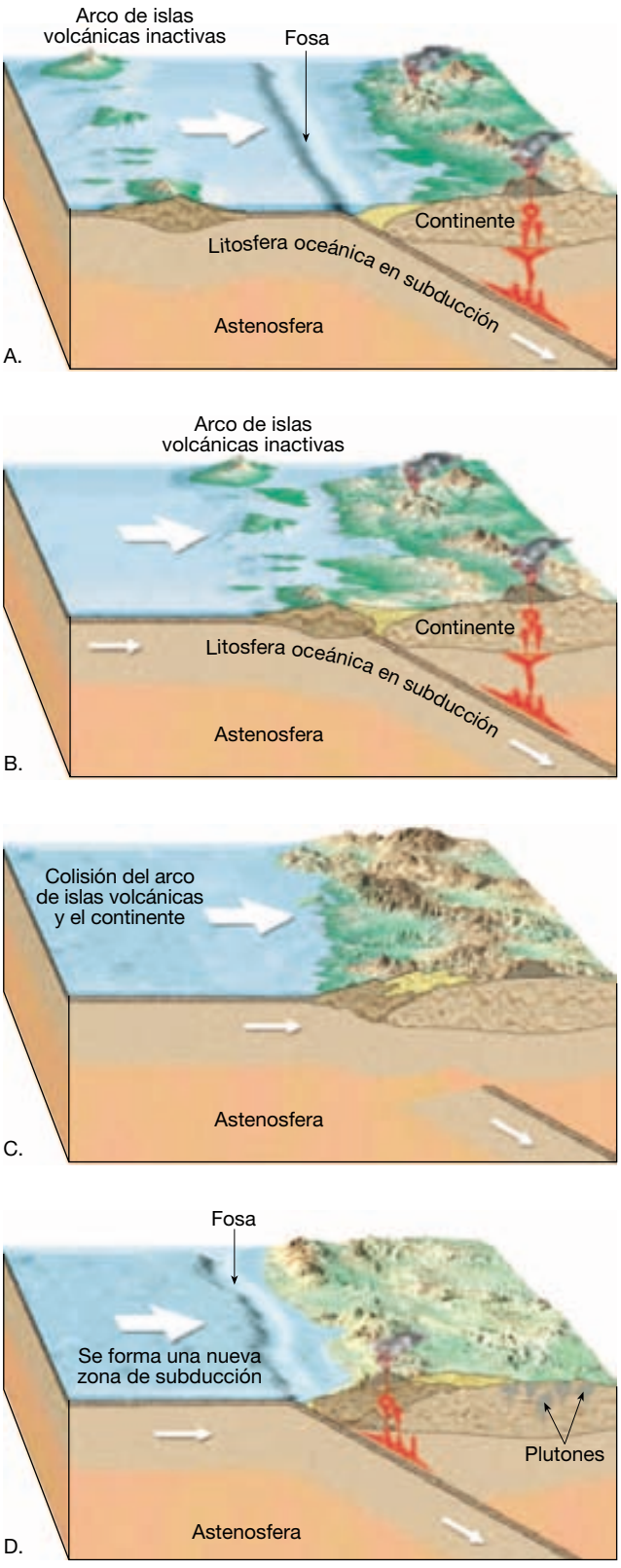
Acreción y orogénesis

La opinión generalmente aceptada es que, a medida que se mueven las placas oceánicas, transportan adosadas a ellas llanuras oceánicas arcos de islas volcánicas y microcontinentes hacia una zona de subducción de tipo andino. Cuando una placa oceánica contiene una cadena de pequeños montes submarinos, en general estas estructuras subducen junto con la placa oceánica. Sin embargo, las unidades gruesas de corteza oceánica, como la llanura de Ontong Java, o un arco insular maduro compuesto por abundantes rocas ígneas «ligeras» producido por diferenciación magmática, dejan la litosfera oceánica demasiado flotante como para subducir. En estas situaciones, se produce una colisión entre el fragmento de corteza y el continente.

La secuencia de acontecimientos que ocurre cuando un arco insular maduro llega a un borde de tipo andino se muestra en la Figura 14.12. Debido a su flotabilidad, el arco insular maduro no subducirá por debajo de la placa continental, sino que se abrirá camino hacia el conti-



▲ **Figura 14.11** Distribución de las llanuras oceánicas actuales y otros fragmentos sumergidos de la corteza. (Datos de Ben-Avraham y colaboradores.)



▲ **Figura 14.12** Secuencia de acontecimientos en la que se muestra la colisión y la acreción de un arco insular a un borde continental.

nente y deformará ambos bloques. Cuando no puede producirse más convergencia, se desarrolla una nueva fosa en el lado marítimo del arco volcánico acrecionado.

La subducción a lo largo del borde convergente recién formado puede transportar otro fragmento de la corteza hacia el borde continental. Cuando este fragmento colisiona con el borde continental, desplaza el arco insular acrecionado más hacia el interior, añadiéndose a la zona de deformación, aumentando la extensión lateral del borde continental.

La idea de que la orogénesis se produce en asociación con la acreción de fragmentos de la corteza a una masa continental surgió principalmente a raíz de estudios llevados a cabo en la parte septentrional de la cordillera Norteamericana (Figura 14.13). Aquí, se determinó que algunas áreas montañosas, principalmente las correspondientes a los cinturones orogénicos de Alaska y Columbia Británica, contienen evidencias fósiles y paleomagnéticas que indican que esos estratos estuvieron en alguna ocasión cerca del Ecuador.

Se supone ahora que muchos otros *terranes* encontrados en la cordillera Norteamericana estuvieron en alguna ocasión dispersos por todo el Pacífico oriental, de una manera muy parecida a la distribución que encontramos en la actualidad para los arcos de islas y las llanuras oceánicas distribuidos en la actualidad por el Pacífico occidental (Figura 14.11). Desde antes de la fragmentación de Pangea, la porción oriental de la cuenca Pacífica (placa de Farallón) ha estado subduciendo por debajo del borde occidental de Norteamérica. Aparentemente, esta ac-

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Cuáles son los ejemplos actuales de materiales que puede acabar siendo terranes *en el futuro?*

El suroeste del océano Pacífico es un buen lugar para encontrar fragmentos de tierra que algún día pueden convertirse en *terranes*. Aquí, hay muchos arcos insulares, llanuras oceánicas y microcontinentes que probablemente se acrecionarán a los límites de un continente. Uno de los *terranes* más conocidos es la zona occidental de la falla de San Andrés, entre las que se encuentran el suroeste de California y la península Baja California de México. Esta zona, ya denominada «*Terrane* de California», se mueve hacia el noroeste y probablemente se separará de Norteamérica dentro de unos 50 millones de años. El movimiento continuado hacia el noroeste la conducirá hasta el sur de Alaska, donde se convertirá en el siguiente de una larga serie de *terranes* que han sido transportados hacia Alaska y se han «acoplado» allí durante los últimos 200 millones de años.



▲ **Figura 14.13** Mapa que muestra los *terranes* que se han ido añadiendo al oeste norteamericano durante los últimos 200 millones de años. Los datos procedentes de las pruebas paleomagnéticas y los fósiles indican que algunos de esos *terranes* se originaron a miles de kilómetros al sur de su localización actual. (Tomado de D. R. Hutchinson y colaboradores.)

tividad tuvo como consecuencia la adición gradual de fragmentos de corteza a lo largo de todo el margen del Pacífico del continente, desde la península de Baja California hasta el norte de Alaska (Figura 14.13). De una manera similar, muchos microcontinentes modernos acabarán acrecionándose a márgenes continentales activos, produciendo nuevos cinturones orogénicos.

Montañas de bloque de falla

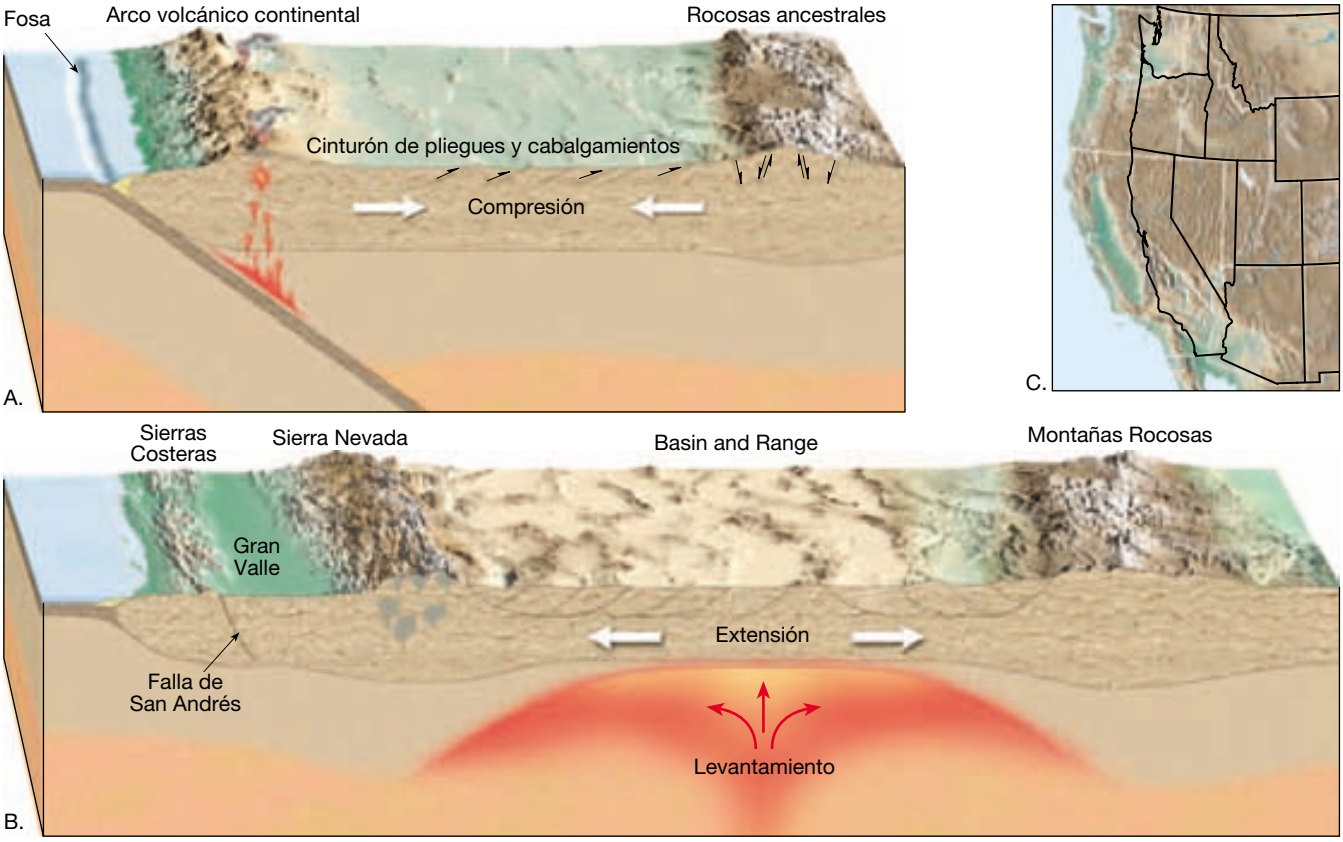
La mayoría de cinturones montañosos, incluidos los Alpes, el Himalaya y los Apalaches, se forma en ambientes compresionales, como demuestra el predominio de grandes fallas inversas y estratos plegados. Sin embargo, otros procesos tectónicos, como la fragmentación continental, también pueden producir el ascenso y la formación de montañas. Las montañas que se forman en estos lugares, denominadas **montañas de bloque de falla,** están relacionadas con fallas normales de gran ángulo que disminuyen de buzamiento de manera gradual con la profundidad. La mayor parte de las montañas de bloque de falla se forman en respuesta a un gran levantamiento, que provoca el alargamiento y el fallado. Una situación de este tipo está ejemplificada por los bloques de falla que se elevan por encima de los valles de rift del este de África.

Las montañas de los Estados Unidos en las que el fallado y el levantamiento gradual han contribuido a su altura elevada son, entre otras, la Sierra Nevada de California y las Grand Teton de Wyoming. Ambas están falladas a lo largo de sus flancos orientales, los cuales fueron levantados como bloques inclinados hacia el oeste. Mirando al oeste desde el valle Owens, California, y Jackson Hole, Wyoming, los frentes orientales de estas cordilleras (Sierra Nevada y las Teton, respectivamente) se elevan más de 2 kilómetros, lo cual las convierte en los frentes montañosos más imponentes de Estados Unidos.

Provincia Basin and Range

Una de las regiones más extensas de la Tierra con montañas de bloque de falla es la provincia Basin and Range. Esta región se extiende en una dirección aproximada norte a sur a lo largo de casi 3.000 kilómetros y abarca todo el estado de Nevada y algunas partes de los estados circundantes, así como algunas partes del sur de Canadá y el oeste de México. Aquí, la corteza superior frágil se ha roto literalmente en cientos de bloques de falla. La inclinación de estas estructuras falladas (semigraben) dio lugar a varias cordilleras montañosas casi paralelas, con una longitud media de unos 80 kilómetros que se elevan por encima de las cuencas adyacentes llenas de sedimentos (*véase* Figura 10.19).

La extensión en la provincia Basin and Range empezó hace alrededor de 20 millones de años y parece haber «estirado» la corteza hasta dos veces su anchura original. En la Figura 14.14C se muestra un esbozo aproximado de los bordes de los estados occidentales antes y después de este período de extensión. El alto flujo térmico en la región, tres veces superior a la media, y los distintos episodios de volcanismo proporcionan pruebas firmes de que el ascenso del manto provocó el



▲ **Figura 14.14** La provincia Basin and Range está formada por numerosas montañas de bloque de falla que se generaron durante los últimos 20 millones de años de la historia de la Tierra. El ascenso de las rocas calientes del manto y quizás el colapso gravitacional (deslizamiento de la corteza) contribuyeron al estiramiento y el adelgazamiento considerables de la corteza.

abombamiento de la corteza, que a su vez contribuyó a la extensión de la región.

También se ha sugerido que el cambio de la naturaleza del borde de la placa a lo largo del borde occidental de California que empezó hace unos 30 millones de años ha contribuido a la formación de Basin and Range (Figura 14.14A). Recordemos que en esa época, el centro de expansión que había generado la placa de Farallón se consumía en una zona de subducción situada delante de la costa de California. Como consecuencia, la corteza elevada de Basin and Range, aguantada por debajo por un manto caliente y flotante, empezó a deslizarse gravitacionalmente desde su posición elevada (Figura 14.14B).

Movimientos verticales de la corteza

Además de los grandes desplazamientos de la corteza causados principalmente por la tectónica de placas, se observan movimientos verticales graduales de la corteza continental en muchos lugares de todo el mundo. Aunque gran parte de este movimiento vertical ocurre a lo largo de los bordes de las placas y está asociada con la formación activa de las montañas, una parte de éste no lo está.

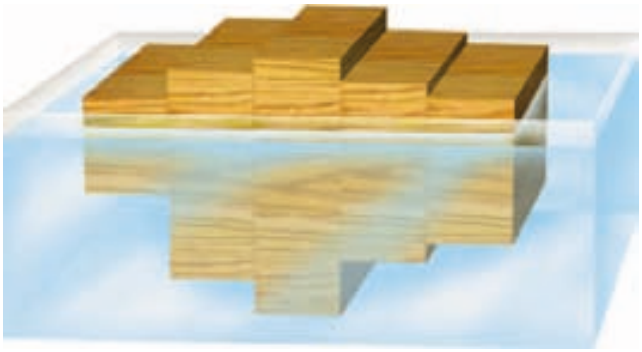
Pruebas del levantamiento de la corteza se encuentran a lo largo de la costa occidental de Estados Unidos. Cuando la altura de una zona costera permanece sin cambios durante un largo período, se desarrolla una plataforma erosionada por las olas. En zonas de California, las antiguas plataformas erosionadas por las olas pueden encontrarse ahora en forma de terrazas, centenares de metros por encima del nivel del mar. Este tipo de pruebas del levantamiento de la corteza son fáciles de encontrar; por desgracia, las razones del levantamiento no son siempre tan fáciles de determinar.

Isostasia

Los primeros investigadores descubrieron que la corteza terrestre menos densa flota en la parte superior de las rocas más densas y deformables del manto. El concepto de una corteza flotante en equilibrio gravitacional, como pro-

puso Airy, se denomina **isostasia** (*iso* = igual; *stasis* = permanecer). Quizá la forma más fácil de captar el concepto de isostasia sea imaginar flotando en el agua una serie de bloques de madera de diferentes alturas, como se muestra en la Figura 14.15. Obsérvese que los bloques de madera más gruesos sobresalen más del agua que los bloques más finos.

De una manera similar, los cinturones montañosos se yerguen más por encima del terreno circundante a causa del engrosamiento de la corteza. Estas montañas compresionales tienen «raíces» que alcanzan zonas más profundas en el material que las sustenta por debajo, de la misma manera que los bloques de madera más gruesos que se muestran en la Figura 14.15 (*véase* Recuadro 14.3).



▲ **Figura 14.15** Este dibujo ilustra cómo flotan en el agua bloques de madera de grosores diferentes. De manera similar, secciones gruesas de materiales corticales flotan en una posición más elevada que las placas de corteza más finas.



Recuadro 14.3 ▶ Entender la Tierra

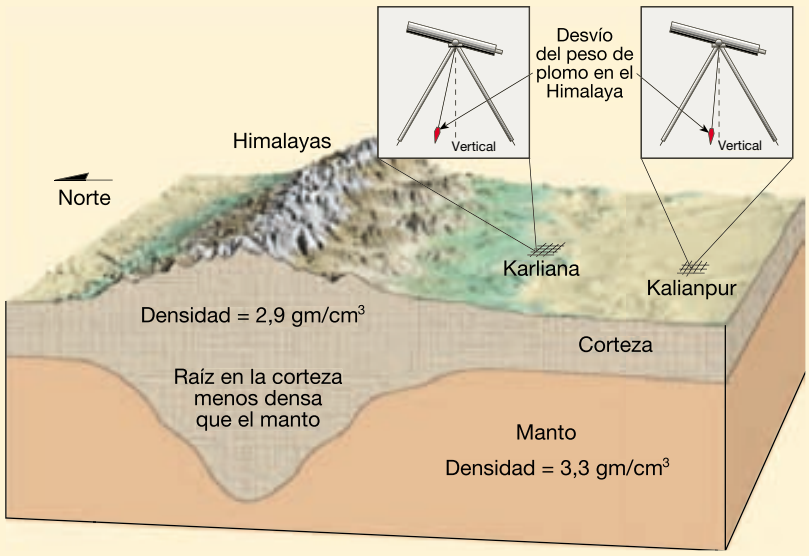
¿Las montañas tienen raíces?

Uno de los principales avances en la determinación de la estructura de las montañas se produjo en la década de 1840, cuando Sir George Everest (en cuya memoria se dio nombre al monte Everest) realizó la primera investigación topográfica en India. Durante este estudio se midió la distancia entre las localidades de Kalianpur y Kaliana, situadas al sur de la cordillera del Himalaya, mediante dos métodos diferentes. En un método se utilizaba la técnica de investigación convencional de la triangulación y en el otro método se determinaba la distancia astronómicamente. Aunque ambas técnicas deberían haber dado resultados similares, los cálculos astronómicos situaron estas localidades casi 150 metros más cerca la una de la otra que la investigación por triangulación.

La discrepancia se atribuyó a la atracción gravitacional ejercida por el masivo Himalaya sobre el peso de plomo utilizado para nivelar el instrumento. (Un peso de plomo es un peso metálico suspendido por una cuerda utilizado para determinar la orientación vertical.) Se sugirió que el desvío del peso de plomo sería mayor en Kaliana que en Kalianpur porque la primera está situada más cerca de las montañas (Figura 14.A).

Unos años después, J. H. Pratt estimó la masa del Himalaya y calculó el error que debería haber sido causado por la influencia gravitacional de las montañas. Sorprendido, Pratt descubrió que las montañas deberían haber producido un error tres veces mayor que el que se observó en realidad. En otras palabras: las montañas no estaban «tirando de su peso». Era como si tuvieran un núcleo central hueco.

George Airy desarrolló una hipótesis para explicar la masa aparentemente «ausente». Airy sugirió que las rocas más ligeras de la corteza terrestre flotan en el manto más denso y que se deforma con mayor facilidad. Además, argumentó correctamente que la corteza debe de ser más gruesa debajo de las montañas que debajo de las regiones bajas adyacentes. En otras palabras, los terrenos montañosos son aguantados por material ligero de



▲ **Figura 14.A** Durante el primer estudio topográfico de India, se produjo un error en la medición porque el peso de plomo de un instrumento fue desviado por el masivo Himalaya. El trabajo posterior de George Airy predijo que las montañas tienen raíces de rocas ligeras de la corteza. El modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

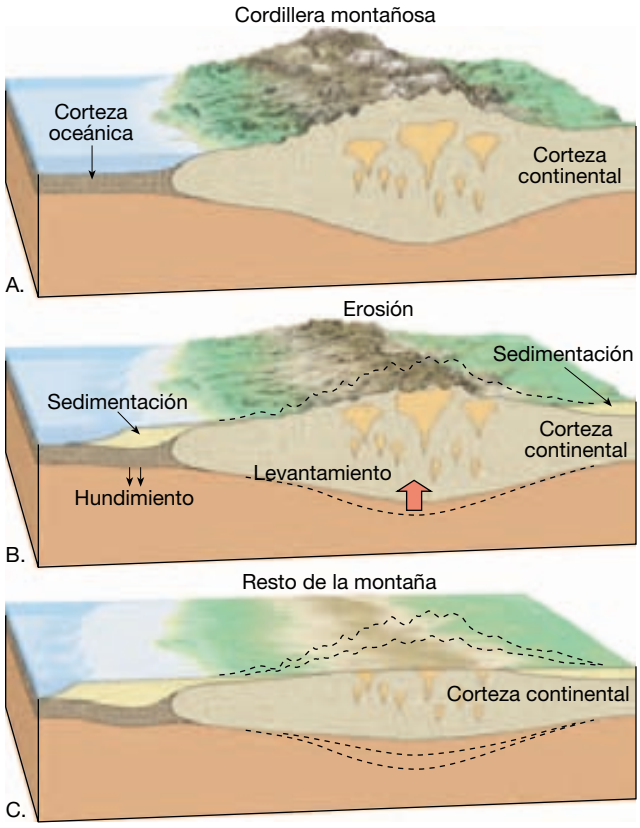
la corteza que se extiende en forma de «raíces» en el manto más denso (Figura 14.A). Los icebergs, que flotan por el peso del agua desplazada, exhiben este fenómeno. Si el Himalaya tiene raíces de rocas ligeras de la corteza que se extienden muy por debajo de la cordillera, estas montañas ejercerán una menor atracción gravitacional, tal como Pratt calculó. Por tanto, el modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

Los estudios sismológicos y gravitacionales han confirmado la existencia de raíces de la corteza bajo algunas cordilleras montañosas. El grosor de la corteza continental es en general de unos 35 kilómetros, pero se han determinado grosores de la corteza superiores a los 70 kilómetros para algunos cinturones montañosos.

Ajuste isostático Veamos lo que ocurriría si se colocara otro bloque pequeño de madera encima de uno de los bloques de la Figura 14.15. El bloque combinado se hundiría hasta alcanzar un nuevo equilibrio isostático (gravitacional). Sin embargo, la parte superior del bloque combinado estaría realmente más alta que antes y la parte inferior estaría más baja. Este proceso de establecimiento de un nuevo nivel de equilibrio se denomina **ajuste isostático.**

Aplicando el concepto de ajuste isostático, cabría esperar que al añadir peso a la corteza, esta última respondiera hundiéndose y, al retirar el peso, la corteza ascendería (imaginemos lo que le ocurre a un barco cuando es cargado y descargado). Las pruebas del hundimiento de la corteza seguido de su ascenso son proporcionadas por los glaciares del período glacial. Cuando los glaciares continentales de casquete ocuparon extensas zonas de Norteamérica durante el Pleistoceno, el peso añadido por la masa de hielo de 3 kilómetros de espesor produjo una combadura de la corteza de centenares de metros. En los 8.000 años transcurridos desde que se fundieron los últimos casquetes glaciares, en la región de la bahía de Hudson en Canadá se ha producido un levantamiento de hasta 330 metros en los lugares donde se había acumulado la mayor cantidad de hielo (*véase* Figura 18.19).

Una de las consecuencias del ajuste isostático es que a medida que la erosión reduce las cimas de las montañas, la corteza se elevará en respuesta a la reducción de la carga (Figura 14.16). Sin embargo, cada episodio de levantamiento isostático es algo menor que la pérdida de elevación debida a la erosión. Los procesos de levantamiento y de erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. Cuando esto ocurre, las montañas habrán sido erosionadas hasta un nivel próximo al del mar, y las partes de las montañas que habían estado profundamente enterradas quedarán expuestas en la superficie. Además, a medida que las montañas van siendo desgastadas, los sedimentos erosionados serán depositados en el margen continental adyacente y causarán el hundimiento de éste (Figura 14.16).



▲ **Figura 14.16** Esta secuencia ilustra cómo el efecto combinado de la erosión y el ajuste isostático produce un adelgazamiento de la corteza en las regiones montañosas. **A.** Cuando las montañas son jóvenes, la corteza continental es más gruesa. **B.** A medida que la erosión rebaja las montañas, la corteza se eleva en respuesta a la reducción de carga. **C.** La erosión y el levantamiento continúan hasta que las montañas alcanzan el grosor «normal» de la corteza.

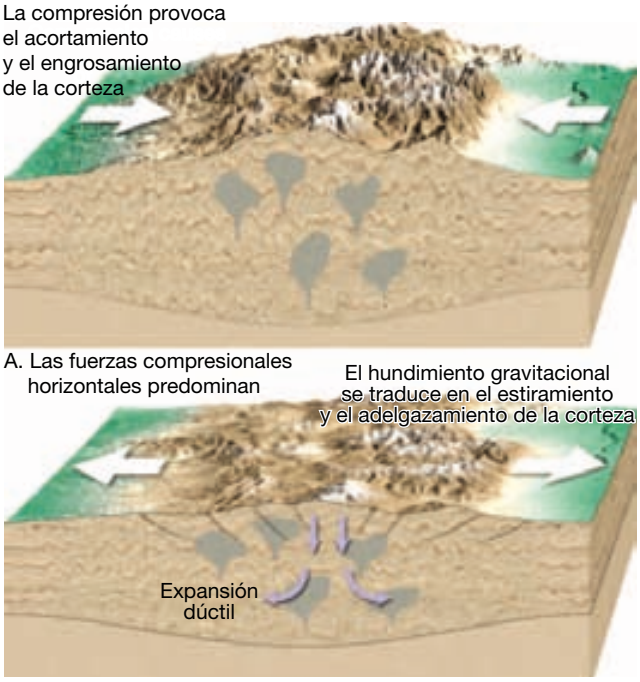
¿Cuánto pueden elevarse? Cuando las fuerzas compresionales son grandes, como las que transportan India hacia Asia, aparecen montañas como las del Himalaya. ¿Pero existe un límite hasta el que las montañas pueden elevarse? A medida que las cimas de las montañas se elevan, la erosión y los procesos gravitacionales se aceleran, esculpiendo los estratos deformados en paisajes accidentados. Sin embargo, el hecho de que la gravedad también actúe en las rocas del interior de estas masas montañosas tiene igual importancia. Cuanto más alta sea la montaña, mayor será la fuerza ejercida sobre las rocas cercanas a la

base. (Imaginemos un grupo de animadoras en un acontecimiento deportivo que forme una pirámide humana.) En algún punto, las rocas profundas del interior de la montaña, que están comparativamente calientes y débiles, empezarán a fluir en dirección lateral, como se muestra en la Figura 14.17. Ése es un proceso análogo a lo que ocurre cuando se desposita una cucharada de masa en una plancha muy caliente. Como consecuencia, la montaña experimentará un **colapso gravitacional,** que implica el fallado normal y el hundimiento en la parte superior y frágil de la corteza y la expansión dúctil en la profundidad.

Entonces se plantea la siguiente pregunta: ¿Qué mantiene en pie el Himalaya? Simplemente, las fuerzas compresionales horizontales que empujan India hacia Asia son mayores que la fuerza vertical de la gravedad. No obstante, cuando el desplazamiento hacia el norte de India se acabe, la tensión descendente de la gravedad se convertirá en la fuerza dominante que actúe sobre esta región montañosa.

Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza

Basándonos en los estudios del campo gravitacional de la Tierra, se hizo evidente que el flujo convectivo vertical del manto también afecta la elevación de las principales formas del relieve terrestre. La flotabilidad del material ascendente caliente explica el abombamiento de la litosfera suprayacente, mientras que el flujo descendente provoca el hundimiento.



▲ **Figura 14.17** Bloque diagrama de un cinturón montañoso que se hunde bajo su propio «peso». El hundimiento gravitacional implica el fallado normal en la porción superior frágil de la corteza y la expansión dúctil en profundidad.

Elevación de continentes enteros El sur de África es una región en la que el movimiento vertical a gran escala es evidente. Gran parte de la región es una llanura con una elevación media de casi 1.500 metros. En los estudios geológicos se ha demostrado que el sur de África y el fondo oceánico circundante han estado ascendiendo lentamente durante los últimos 100 millones de años, aunque no ha experimentado ninguna colisión de placas durante casi 400 millones de años.

Las pruebas de la tomografía sísmica (*véase* Recuadro 12.3) indican que una gran masa en forma de hongo de rocas calientes del manto se centra debajo del extremo meridional de África. Esta *superpluma* asciende a lo largo de unos 2.900 kilómetros desde el límite manto-núcleo y se extiende a lo largo de varios miles de kilómetros. Los investigadores han concluido que el flujo ascendente de esta enorme pluma del manto es suficiente para elevar el sur de África.

Hundimiento de la corteza También se han descubierto áreas extensas de hundimiento sinformal. Por ejemplo, se encuentran grandes cuencas casi circulares en el interior de algunos continentes. En los estudios se indica que muchos episodios importantes de hundimiento de la corteza no son provocados por el peso de los sedimentos acumulados. Antes bien, se demuestra que la formación de cuencas fomentaba la acumulación de grandes cantidades de sedimentos. En Estados Unidos existen varias estructuras de este tipo, incluidas las grandes cuencas de Michigan e Illinois.

Se conocen episodios parecidos de hundimiento a gran escala en otros continentes, incluida Australia. La causa de estos movimientos descendentes seguidos por el ascenso puede estar relacionada con la subducción de capas de la litosfera oceánica. Una propuesta sugiere que cuando la subducción se interrumpe a lo largo de un borde continental, la capa en subducción se separa de la litosfera que arrastra y prosigue su descenso hacia el manto. Cuando esta capa litosférica separada se hunde, crea una corriente descendente en su estela que arrastra la base del continente suprayacente. En algunas situaciones, la corteza es aparentemente arrastrada hacia abajo bastante como para permitir que el océano se extienda tierra adentro. A medida que la capa oceánica se hunde más en el manto, la tensión de la estela que arrastra se debilita y el continente «flota» de nuevo en equilibrio isostático.

Origen y evolución de los continentes

Al principio de este capítulo aprendimos que la teoría de la tectónica de placas proporciona un modelo a partir del cual poder examinar la formación de los principales cinturones montañosos de la Tierra. Pero ¿qué papel ha desempeñado la tectónica de placas en los acontecimientos que indujeron el origen y la evolución de los continentes?

Los primeros continentes de la Tierra

La Tierra tiene alrededor de 4.500 millones de años, según los datos radiométricos obtenidos de los meteoritos (restos de los derrubios a partir de los cuales se formó el sistema solar). Sin embargo, las rocas más antiguas conocidas de la Tierra, descubiertas en la provincia de Slave al noroeste de Canadá son considerablemente más jóvenes, de unos 4.000 millones de años. (Unos pocos pequeños cristales del mineral circón encontrados en Australia proporcionan datos radiométricos de alrededor de 4.200 millones de años.) La falta de rocas más antiguas que éstas indica que la superficie terrestre se fundió durante los primeros 500 millones de años de su historia o que las rocas de la corteza que se formaron se reciclaron de nuevo en el manto.

La mayoría de investigadores coinciden en que una vez la Tierra se enfrió lo suficiente, se desarrolló una capa de corteza en la superficie que actuaba como una manta, reduciendo la velocidad de la pérdida de calor procedente del interior. En este entorno (la capa superficial fría y el manto caliente) es muy probable que algún tipo de mecanismo parecido a la tectónica de placas empezara a actuar. No obstante, durante el comienzo de la historia terrestre, el calor liberado por la desintegración de los elementos radiactivos habría sido dos o tres veces mayor que en la actualidad, haciendo que la convección del manto durante este período fuera muy vigorosa. Como consecuencia, si un tipo de tectónica de placas estaba en activo durante los primeros tiempos de la historia terrestre, éste actuó a una velocidad mucho mayor.

En cualquier acontecimiento, basado en fragmentos aislados de material de la corteza que se han descubierto en los escudos de todos los continentes actuales, algunos procesos generaron material cortical demasiado flotante como para subducir. Los restos de estos primeros bloques de cortezas continentales son bastante pequeños y proporcionan datos radiométricos de entre 3.800 y 3.500 millones de años.

Algunos de los primeros investigadores suponían que, dado que sólo se conservan pequeñas cantidades de este primer material de la corteza, se generaban cantidades relativamente pequeñas de éste. En la actualidad sabemos que esta suposición es poco realista. Es igualmente posible que extensos continentes existieran en los primeros tiempos de la historia terrestre, pero que desde entonces este material se haya reciclado de nuevo en el manto.

Cómo crecen los continentes

Una vez se forma la corteza continental, pueden crecer tanto su grosor como su extensión lateral. En la actualidad, la mayor parte del crecimiento continental ocurre a lo largo de los bordes convergentes de placa. Aquí, los magmas derivados del manto generan arcos volcánicos, así como plutones ígneos asociados que aumentan el grosor de la corteza continental. Además, las colisiones continentales «exprimen» los sedimentos erosionados de las masas continentales y los «pegan» a los bordes continentales. El principal proceso por el que la corteza continental se destruye y regresa al manto es la subducción de los sedimentos, aunque se conocen otros mecanismos que reciclan la corteza continental.

Puesto que el material continental deriva del manto y vuelve también al manto, la medida en la que estos procesos opuestos se equilibran determina la velocidad del crecimiento continental. Por ejemplo, durante los períodos en los que el volcanismo añade más material continental del que se destruye por subducción, la masa del continente crecerá. La mayoría de investigadores coinciden en que el volumen de la corteza continental se ha incrementado, al menos hasta cierto grado, ya que la corteza inicial se desarrolló hace más de 4.000 millones de años. Sin embargo, hay un debate considerable en torno a la velocidad a la que la corteza continental ha evolucionado desde su primera aparición en el planeta.

¿Existieron continentes parecidos a los actuales en masa y área durante los primeros tiempos de la historia terrestre sólo para ser reciclados mediante el proceso de la tectónica de placas? ¿O evolucionó gradualmente la corteza continental durante los últimos 4.000 millones de años con un aumento constante del volumen y el área?

Evolución temprana de los continentes En un extremo se halla la propuesta que sugiere que quizá hasta un 85 por ciento de toda la corteza continental se formó al principio de la historia de la Tierra, posiblemente durante los primeros 1.000 millones de años. Durante este período, la diferenciación química se tradujo en la migración ascendente de los silicatos menos densos del manto que produjo una «espuma» de rocas de tipo continental. Al mismo tiempo, los silicatos más densos (los enriquecidos en hierro y magnesio) permanecieron en el manto.

Poco después de este período de diferenciación química, un mecanismo que podía parecerse a la tectónica de placas reactuó y recicló la corteza continental. A través de dicha actividad, se deformó la corteza continental, fue sometida a metamorfismo e incluso se volvió a fundir. Sin embargo, puesto que estas rocas ricas en sílice eran flotantes, no se destruyeron en gran medida o, si fue así, fueron sustituidas en cantidades aproximadamente iguales por los magmas derivados del manto. Por tanto, la esencia de esta hipótesis es que el volumen total de corteza continental no ha cambiado de manera apreciable desde su origen: sólo la distribución y la forma de las masas de tierra han sido modificadas por la actividad tectónica.

Evolución gradual de los continentes Un punto de vista opuesto sostiene que los continentes han ido aumentando de tamaño gradualmente a lo largo del tiempo geológico por la adición de material derivado del manto superior. Un argumento principal a favor de esta hipótesis es que la corteza primitiva era de tipo oceánico y los continentes eran pequeños o posiblemente inexistentes. Luego, a través de la diferenciación magmática de los magmas derivados del manto, los continentes fueron creciendo lentamente durante grandes intervalos de tiempo geológico.

Según este escenario, las primeras rocas continentales aparecieron en unos pocos arcos insulares aislados. Una vez formados, esos arcos de islas coalescieron para formar masas continentales más grandes, mientras se deformaban las rocas volcánicas y sedimentarias, que eran depositadas en sus márgenes. Al final, este proceso generó bloques de corteza continental que tenían el tamaño y el grosor de los continentes modernos.

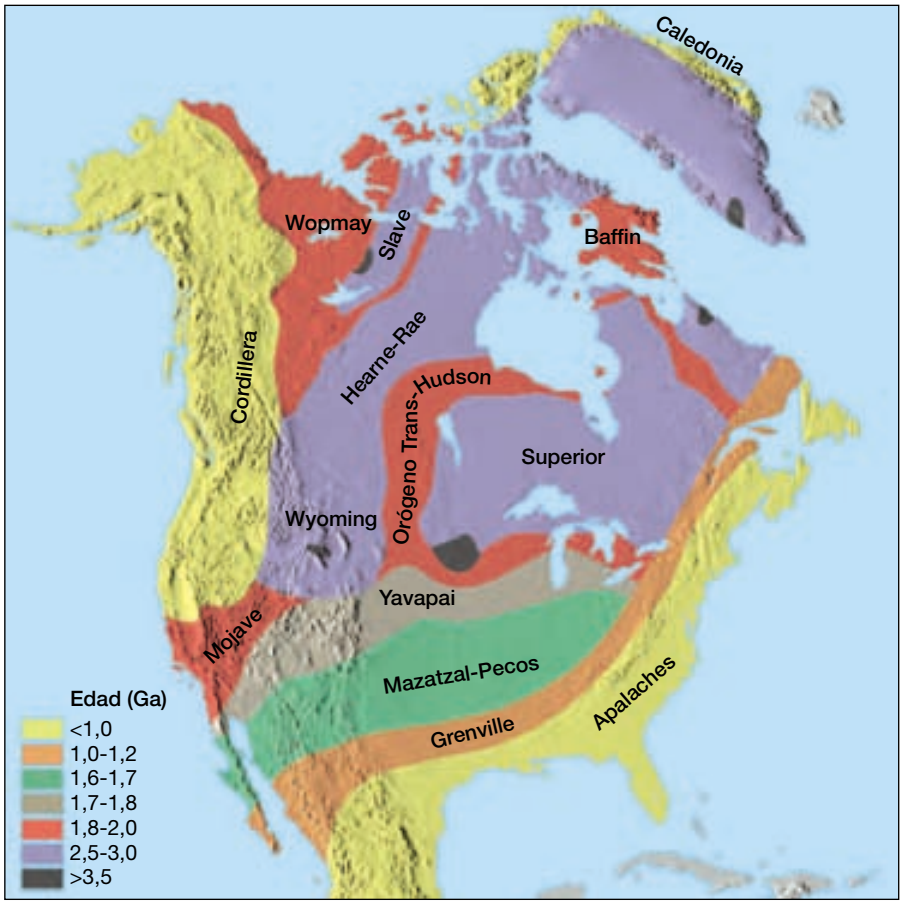
Podemos considerar el crecimiento de los continentes, como se ha descrito antes, como un proceso en dos fases. La primera fase supone la formación de rocas ricas en sílice, que son los principales constituyentes de la corteza continental superior. Como se ha comentado antes, este proceso ocurre en general en las zonas de subducción, donde los magmas derivados del manto forman rocas crustales en lugares como los arcos insulares. La segunda fase supone la acreción de estos terrenos en provincias corticales más extensas, que a su vez se unen mediante suturas y forman bloques de corteza de tamaño continental. Este último acontecimiento está asociado con un gran episodio de formación de montañas.

Norteamérica proporciona un ejemplo excelente del desarrollo de la corteza continental y su unión de fragmentos en un continente. Obsérvese en la Figura 14.18 que existe una cantidad muy pequeña de corteza continental de más de 3.500 millones de años de antigüedad. Por el contrario, hace entre 3.000 y 2.500 millones de años hubo un período de gran crecimiento de la corteza. Durante este intervalo de tiempo, la acreción de numerosos arcos insulares y otros fragmentos de la corteza generó varias grandes provincias corticales. Norteamérica contiene algunas de estas provincias de corteza, incluidos los cratones Superior y Hearne/Rae, que aparecen en la Figura 14.18. Se desconocen las localizaciones de estos bloques continentales antiguos durante su formación. Sin embargo, hace unos 1.900 millones de años estas provincias de la corteza colisionaron y produjeron el cinturón montañoso Trans-Hudson (Figura 14.18). (Este episodio de formación de montañas no se limitó a Norteamérica, porque se encuentran estratos deformados antiguos de una edad similar en otros continentes.) Este acontecimiento formó el núcleo de Norteamérica, alrededor del cual se añadieron varios grandes fragmentos y numerosos fragmentos pequeños de corteza. Son ejemplos de estas últimas adiciones, entre otros, las provincias Blue Ridge y Piedmont de los Apalaches y varios terrenos que se añadieron al borde occidental de Norteamérica durante las eras Mesozoica y Cenozoica.

No se sabe con certeza cuántos períodos de formación de montañas se han producido desde la formación de la Tierra. Probablemente cada uno de estos acontecimientos marca la formación de un supercontinente. El último período importante coincidió evidentemente con el cierre del Atlántico ancestral y de otras cuencas oceánicas antiguas durante la formación del supercontinente Pangea.

Resumen

- El nombre para los procesos que colectivamente producen un *cinturón montañoso compresional* es el de *orogénesis*. La mayoría de las montañas compresionales consisten en rocas volcánicas y sedimentarias plegadas y falladas, porciones de las cuales han experimentado un fuerte metamorfismo e intrusión por cuerpos ígneos más jóvenes.
- La convergencia de placas puede resultar en una zona de subducción formada por cuatro regiones: (1) una *fosa oceánica profunda* que se forma cuando una placa en subducción de la litosfera oceánica se dobla y desciende hacia la astenosfera; (2) un *arco volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; (3) una región situada entre la fosa y el arco volcánico (*región de ante-*



◀ **Figura 14.18** Mapa en el que se muestran las principales provincias geológicas de Norteamérica y sus edades en miles de millones de años (Ga). Parece que Norteamérica se reunió a partir de bloques de corteza que se unieron por procesos muy similares a la tectónica de placas actual. Estas colisiones antiguas produjeron cinturones montañosos que incluyen restos de arcos de islas volcánicas atrapados por los fragmentos continentales en colisión.

arco); y (4) una región en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa (*región trasarco*). A lo largo de algunas zonas de subducción, la expansión del trasarco se traduce en la formación de *cuencas de trasarco*, como las del mar de Japón y del mar de China.

- La subducción de la litosfera oceánica debajo de un bloque continental da origen a un *borde de placa de tipo andino* que se caracteriza por un arco volcánico continental y los plutones ígneos asociados. Además, los sedimentos derivados del continente, así como el material arrancado de la placa en subducción, se pegan al lado de tierra de la fosa y forman un *prisma de acreción*. Un ejemplo excelente de un cinturón montañoso de tipo andino inactivo se encuentra al oeste de Estados Unidos e incluye la Sierra Nevada y las sierras Costeras de California.
- La subducción continuada de la litosfera oceánica por debajo de un borde continental de tipo andino acabará cerrando una cuenca oceánica. El resultado será una *colisión continental* y el desarrollo de montañas compresionales caracterizadas por una corteza acortada y engrosada como la que exhibe el Himalaya. El desarrollo de un gran cinturón montañoso suele ser complejo e implica dos o más episodios diferenciados de formación de montañas. Una estructura común de las montañas compresionales son los *cinturones de pliegue y cabalgamientos*. Las colisiones continentales han generado muchos cinturones montañosos, como los Alpes, los Urales y los Apalaches.
- Los cinturones montañosos pueden desarrollarse como consecuencia de la colisión y acreción de un arco insular, una llanura oceánica, un fragmento pequeño de la corteza o un bloque continental. Muchos de los cinturones montañosos de la cordillera Norteamericana, principalmente los de Alaska y la Columbia Británica, se generaron de esta manera.
- Aunque la mayoría de las montañas se forma a lo largo de los bordes convergentes de placa, otros procesos tectónicos, como la fragmentación continental pueden producir la elevación y la formación de montañas topo-

gráficas. Las montañas que se forman en estos lugares, denominadas *montañas de bloque de falla*, están relacionadas con fallas normales de gran ángulo que se horizontalizan de manera gradual con la profundidad. La provincia Basin and Range del oeste de Estados Unidos está formada de centenares de bloques fallados que dan origen a cordilleras montañosas casi paralelas que se elevan encima de las cuencas llenas de sedimentos.

- La corteza de la Tierra, menos densa, flota encima de las rocas más densas y deformables del manto, de manera muy parecida a como los bloques de madera flotan en el agua. El concepto de una corteza que flota en equilibrio gravitacional se denomina *isostasia*. Casi toda la topografía montañosa está localizada allí donde la corteza se ha acortado y engrosado. Por consiguiente, las montañas tienen raíces profundas de corteza que las sustentan isostáticamente. A medida que la erosión reduce los picos, el *ajuste isostático* eleva gradualmente como respuesta las montañas. Los procesos de levantamiento y erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. La gravedad también provoca el colapso bajo su propio «peso» de las estructuras montañosas muy elevadas.

- Las corrientes convectivas del manto contribuyen al movimiento vertical de la corteza. Se cree que el flujo ascendente de una gran superpluma situada debajo del sur de África ha elevado esta región durante los últimos 100 millones de años. El hundimiento de la corteza ha producido grandes cuencas y puede haber permitido que el océano invada los continentes varias veces durante el pasado geológico.

- Los geólogos están intentando determinar el papel desempeñado por la tectónica de placas y la formación de montañas en el origen y la evolución de los continentes. En un extremo se encuentra la opinión de que la mayor parte de la corteza continental se formó al principio de la historia de la Tierra y simplemente ha sido remodelada por los procesos de la tectónica de placas. En el caso extremo opuesto está la hipótesis de que los continentes han aumentado de tamaño de manera gradual a través de la acreción de material derivado del manto.

Preguntas de repaso

1. En el modelo de la tectónica de placas, ¿qué tipo de borde de placa está asociado de una manera más directa con la formación de montañas?
2. Enumere las cuatro estructuras principales de una zona de subducción y describa dónde se sitúa cada una en relación con las demás.
3. Describa brevemente cómo se forman las cuencas de trasarco.
4. Describa el proceso que genera la mayor parte del magma basáltico en las zonas de subducción.
5. ¿Cómo se cree que se producen los magmas que muestran una composición intermedia a félsica a partir de los magmas basálticos derivados del manto en los bordes de placa de tipo andino?
6. ¿Qué es un batolito? ¿En que lugar tectónico actual se están generando batolitos?
7. ¿En qué se parecen Sierra Nevada (California) y los Andes? ¿En qué se diferencian?
8. ¿Qué es un prisma de acreción? Describa brevemente su formación.
9. ¿Qué es un margen pasivo? Ponga algún ejemplo. Ponga un ejemplo de un margen continental activo.
10. La formación de topografía montañosa en un arco de islas volcánicas, como Japón, se considera sólo una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Explíquelo.
11. ¿Qué estructura tectónica existe en las sierras Costeras de California?
12. Las zonas de sutura suelen describirse como el lugar donde los continentes se «sueldan». ¿Por qué esta afirmación puede causar confusión?
13. Durante la formación del Himalaya, la corteza continental asiática se deformó más que la propia India. ¿Por qué creemos que ocurrió?
14. ¿Dónde puede generarse magma en una cadena colisional recién formada?
15. Supongamos que se descubriera un fragmento de corteza oceánica en el interior de un continente. ¿Esto apoyaría o refutaría la teoría de la tectónica de placas? Explíquelo.

16. ¿Cómo puede considerarse que los Apalaches son una cordillera montañosa de colisión cuando el continente más cercano se encuentra a 5.000 kilómetros de distancia?
17. ¿Cómo contribuye la tectónica de placas a explicar la existencia de vida marina fósil en rocas situadas en las cimas de las montañas compresionales?
18. Con sus propias palabras, describa brevemente los estadios de la formación de un gran cinturón montañoso según el modelo de la tectónica de placas.
19. Defina la expresión *terrane*. ¿En qué se diferencia del término *terreno*?
20. Además de los microcontinentes, ¿qué otras estructuras se cree que transporta la litosfera oceánica y acaban acrecionándose a un continente?
21. Describa brevemente las principales diferencias entre la evolución de los Apalaches y la cordillera Norteamericana.
22. Compare los procesos que generan las montañas de bloque de falla con los asociados con la mayoría del resto de los grandes cinturones montañosos.
23. Ponga un ejemplo de prueba que respalde el concepto de la elevación de la corteza.
24. ¿Qué le ocurre a un cuerpo que flota cuando se le añade un peso? ¿Y cuando se le quita? ¿Cómo se aplica este principio a los cambios de la elevación en las montañas? ¿Qué término se aplica al ajuste que causa la elevación de la corteza de este tipo?
25. ¿Cómo explican algunos investigadores la posición elevada del sur de África?
26. Contraste las opiniones opuestas sobre el origen de la corteza continental.

Términos fundamentales

ajuste isostático
arco de islas volcánicas
arco insular
arco volcánico continental
borde de placa de tipo andino
cinturón de pliegues y cabalgamientos
cuenca antearco
cuenca trasarco
hundimiento gravitacional
isostasia
margen pasivo
microcontinente
montaña compresional
montaña de bloque de falla
orogénesis
prisma de acreción
sutura
terrane

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 15

Procesos gravitacionales: la fuerza de la gravedad

Un desastre provocado por un deslizamiento en Perú

Procesos gravitacionales y desarrollo de las formas del terreno
- Papel de los procesos gravitacionales
- Las pendientes cambian con el tiempo

Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales
- Papel del agua
- Pendientes sobreempinadas
- Eliminación de la vegetación
- Terremotos como desencadenantes
- ¿Deslizamientos sin desencadenantes?

Clasificación de los procesos gravitacionales
- Tipo de material
- Tipo de movimiento
- Velocidad de movimiento

Desplomes

Deslizamiento de rocas

Flujo de derrubios
- Flujos de derrubios en las regiones semiáridas
- Lahares

Flujos de tierra

Movimientos lentos
- Reptación
- Solifluxión

Deslizamientos submarinos

La superficie de la Tierra nunca es perfectamente plana, sino que consiste en laderas de muchas variedades diferentes. Algunas son empinadas y escarpadas; otras son moderadas o suaves. Algunas son largas y graduales; otras, cortas y abruptas. Las laderas pueden estar cubiertas de un manto de suelo y vegetación o consistir en roca estéril y escombros. En conjunto, las laderas son los elementos más comunes de nuestro paisaje físico. Algunas laderas pueden parecer estables e invariables, pero la fuerza de la gravedad hace que los materiales se desplacen pendiente abajo. En un extremo, el movimiento puede ser gradual y prácticamente imperceptible. En el otro, puede consistir en un flujo ruidoso de derrubios o una estruendosa avalancha de rocas. Los deslizamientos de tierras son un peligro natural en todo el mundo. Cuando estos procesos peligrosos llevan a la pérdida de vidas y propiedades, se convierten en desastres naturales.

Un desastre provocado por un deslizamiento en Perú

Periódicamente oímos noticias que relatan los detalles terroríficos, y a veces siniestros, de los deslizamientos de tierras. El 31 de mayo de 1970 se produjo uno de estos sucesos cuando una avalancha gigantesca de rocas enterró a más de 20.000 personas de Yungay y Ranrahirca, Perú (Figura 15.1). Hubo pocas advertencias del desastre inminente; empezó y finalizó en cuestión de minutos. La avalancha se inició a unos 14 kilómetros de Yungay, cerca de la cima de 6.700 metros del Nevado Huascarán, el pico más elevado de los Andes peruanos. Desencadenado por el movimiento de tierra de un fuerte terremoto a poca distancia de la costa, se produjo el desprendimiento de una enorme masa de roca y hielo de la escarpada cara norte de la montaña. Después de precipitarse casi un kilómetro, el material quedó pulverizado tras el impacto, e inmediatamente empezó a descender impetuosamente por la ladera de la montaña convertido en un fluido debido al aire atrapado y al hielo fundido.

Los derrubios que caían arrancaron desatados millones de toneladas de derrubios, adicionales conforme descendían ladera abajo con estruendo. Se generaron vientos huracanados a medida que el aire comprimido escapaba de debajo de la masa de la avalancha produciendo un ruido atronador y despejando las laderas cercanas de vegetación. Aunque el material seguía una garganta previamente erosionada, una porción de los derrubios saltó un puente de roca de unos 200 a 300 metros que había protegido Yungay de acontecimientos similares en el pasado y enterró la ciudad entera. Después de destruir otro pueblo en su camino, Ranrahirca, la masa de derrubios alcanzó por fin el fondo del valle. Allí, su ímpetu le permitió atravesar el río Santa Ana y ascender decenas de metros de la pared del valle en el lado opuesto.

Éste no fue el primer desastre de este tipo que ocurrió en la región y, probablemente, no será el último. Tan sólo hace ocho años, una avalancha menos espectacular, pero devastadora, se cobró las vidas de unas 3.500 personas en un valle densamente poblado situado en la base de la montaña. Por fortuna, movimientos de masas como el que se acaba de describir son infrecuentes y sólo ocasionalmente afectan a un gran número de personas.

Procesos gravitacionales y desarrollo de las formas del terreno

Los deslizamientos de tierra son ejemplos espectaculares de acontecimientos geológicos fundamentales denominados procesos gravitacionales. Por **procesos gravitacio-**



A.



B.

▲ **Figura 15.1** Una avalancha de rocas provocada por un terremoto próximo a la costa devastó este valle peruano en mayo de 1970. **A.** Antes. **B.** Después de la avalancha de rocas. (Fotos cortesía de Iris Lozier.)

nales se entienden los movimientos pendiente abajo de roca, regolito y suelo, bajo la influencia directa de la gravedad. Se diferencian de los procesos erosivos que se examinarán en los capítulos siguientes porque los procesos gravitacionales no precisan un medio de transporte como el agua, el viento o el hielo de los glaciares.

Papel de los procesos gravitacionales

En la evolución de la mayoría de las formas del paisaje, los procesos gravitacionales constituyen la etapa consecutiva a la meteorización. En sí misma, la meteorización no produce formas significativas de paisaje. Éstas se desarrollan conforme los productos de la meteorización son retirados de los lugares donde se originaron. Una vez que la meteorización debilita y disgrega la roca, los procesos gravitacionales transfieren los derrubios pendiente abajo, donde una corriente, que actúa como una cinta transportadora, normalmente se los lleva. Aunque puede haber muchas paradas intermedias a lo largo del camino, el sedimento acaba por ser transportado a su destino final: el mar.

Los efectos combinados de los procesos gravitacionales y las aguas de escorrentía producen valles fluviales, que son los paisajes más comunes y llamativos de la Tierra. Si sólo las corrientes fueran responsables de la creación de los valles por los que fluyen, aquéllos serían muy estrechos. Sin embargo, el hecho de que la mayoría de los valles fluviales sean más anchos que profundos es una fuerte indicación de la importancia de los procesos gravitacionales con respecto al suministro de material a las corrientes. Esto se pone de manifiesto en el Gran Cañón. Las paredes del cañón se extienden bastante más allá del río Colorado debido a la transferencia de derrubios meteorizados pendiente abajo hacia el río y sus afluentes por procesos gravitacionales. De esta manera, las corrientes y los procesos gravitacionales se combinan para modificar y esculpir la superficie. Por supuesto, los glaciares, las aguas subterráneas, las olas y el viento son también agentes importantes en el modelado de las formas y desarrollo de los paisajes.

Las pendientes cambian con el tiempo

Está claro que si tienen que producirse procesos gravitacionales, debe haber pendientes por las que las rocas, el suelo y el regolito puedan descender. Los procesos volcánicos y de formación de montañas de la Tierra son los que producen estas pendientes a través de cambios esporádicos en las elevaciones de las masas continentales y el fondo oceánico. Si los procesos dinámicos internos no produjeran continuamente regiones con mayores elevaciones, el sistema que mueve los derrubios a cotas menores iría perdiendo velocidad de manera gradual y acabaría desapareciendo.

Los procesos gravitacionales más rápidos y espectaculares tienen lugar en zonas montañosas accidentadas y geológicamente jóvenes. Los ríos y los glaciares erosionan rápidamente las montañas recién formadas y las convierten en regiones caracterizadas por pendientes escarpadas e inestables. En lugares como éstos se producen los deslizamientos de tierra masivos y destructivos, como el desastre de Yungay. Cuando disminuye la formación de montañas, los procesos gravitacionales y erosivos rebajan el terreno. Con el tiempo, las pendientes escarpadas y accidentadas de las montañas dan lugar a un terreno menos pronunciado, más suave. Por tanto, a medida que el paisaje envejece, los procesos gravitacionales masivos y rápidos dan lugar a movimientos pendiente abajo más pequeños, menos espectaculares.

Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales



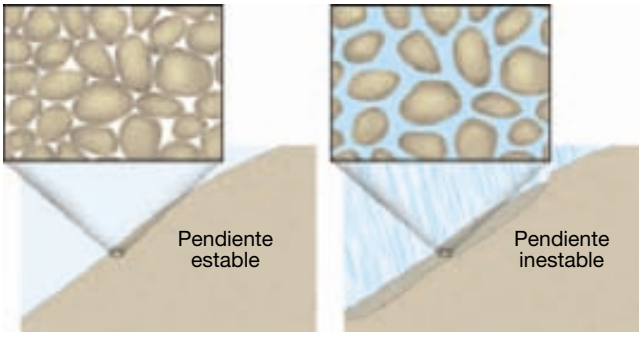
Procesos gravitacionales
▼ Controles y desencadenantes de los procesos gravitacionales

La gravedad es la fuerza que controla los procesos gravitacionales, pero varios factores desempeñan un papel importante en cuanto a la superación de la inercia y la creación de movimientos descendentes. Mucho antes de que se produzca un deslizamiento, varios procesos actúan para debilitar el material de la pendiente, convirtiéndolo de una manera gradual en un material cada vez más susceptible a la fuerza de la gravedad. Durante este período, la pendiente permanece estable pero cada vez se aproxima más a la inestabilidad. Al final, la fuerza de la pendiente se debilita hasta el punto de que algo hace que cruce el umbral de la estabilidad a la inestabilidad. Un acontecimiento de este tipo que inicia el movimiento descendente se denomina *desencadenante*. Recordemos que el desencadenante no es la única causa del proceso gravitacional, sino sólo la última de muchas causas. Entre los factores comunes que desencadenan los procesos gravitacionales se cuentan la saturación en agua del material, el exceso de inclinación de las pendientes, la eliminación de la vegetación anclada y las vibraciones del suelo debidas a terremotos.

Papel del agua

A veces los procesos gravitacionales se desencadenan cuando las fuertes lluvias o los períodos de fusión de la nieve saturan los materiales de la superficie. Ése fue el caso en octubre de 1998, cuando las lluvias torrenciales asociadas con el huracán Mitch desencadenaron corrientes de barro devastadoras en Centroamérica.

Cuando los poros del sedimento se llenan de agua, se destruye la cohesión entre las partículas, permitiendo que se deslicen unas sobre otras con relativa facilidad. Por ejemplo, cuando la arena está ligeramente húmeda, se pega bastante bien. Sin embargo, si se añade suficiente agua como para llenar los huecos entre los granos, la arena se escurrirá poco a poco en todas las direcciones (Figura 15.2). Por tanto, la saturación reduce la resistencia interna de los materiales, los cuales son puestos fácilmente en movimiento por la fuerza de la gravedad. Cuando la arcilla está húmeda, se convierte en una masa muy suave: otro ejemplo del efecto «lubricante» del agua. El agua añade también considerable peso a una masa de material. El peso añadido puede ser suficiente en sí mismo para hacer que el material se deslice o fluya pendiente abajo.



A. Suelo seco - alta fricción B. Suelo saturado

▲ **Figura 15.2** El efecto del agua en los procesos gravitacionales puede ser enorme. **A.** Cuando hay poca agua o no la hay, la fricción entre las empaquetadas partículas de suelo en la pendiente las mantiene en su lugar. **B.** Cuando el suelo está saturado, los granos son separados a la fuerza y la fricción se reduce, permitiendo que el suelo se mueva pendiente abajo.

Pendientes sobreempinadas

El exceso de pendiente es otra causa de muchos movimientos de masa. En la naturaleza hay muchas situaciones en las que hay exceso de pendiente. Una corriente fluvial que socava la pared de un valle y las olas que golpean contra la base de un acantilado no son sino dos ejemplos familiares. Además, a través de sus actividades, el ser humano crea a menudo pendientes sobreempinadas e inestables que se convierten en zonas principales de actuación de los procesos gravitacionales (*véase* Recuadro 15.1).

Las partículas granulares no consolidadas (granos del tamaño de la arena o más gruesos) adoptan una pendiente estable denominada **ángulo de reposo** (*reposen* = descansar). Éste es el ángulo más empinado al cual el material se mantiene estable. Dependiendo del tamaño y la forma de las partículas, el ángulo oscila entre 25 y 40 grados. Los granos mayores y más angulosos mantienen las pendientes más empinadas. Si se aumenta el ángulo, los derrubios de roca se ajustarán desplazándose pendiente abajo.

El exceso de pendiente no es importante simplemente porque desencadene movimientos de materiales granulares no consolidados. Produce también pendientes inestables y movimientos de masa en suelos cohesivos, en regolito y en roca viva. La respuesta no será inmediata, como en el caso del material granular suelto, pero antes o después, uno o más procesos gravitacionales eliminarán la pendiente excesiva, restaurando su estabilidad.

Eliminación de la vegetación

Las plantas protegen contra la erosión y contribuyen a la estabilidad de las pendientes, porque sus sistemas radiculares unen el suelo y el regolito. Además, las plantas protegen la superficie del suelo de los efectos erosivos del impacto de las gotas de lluvia. Donde faltan plantas, se potencian los procesos gravitacionales, en especial si las pendientes son empinadas y el agua abundante. Cuando se elimina el anclaje de la vegetación, como consecuencia de los incendios forestales o de la actividad del hombre (tala de árboles, agricultura o urbanización), los materiales de superficie suelen desplazarse pendiente abajo.

Un ejemplo insólito que ilustra el efecto fijador de las plantas se produjo hace varias décadas en las empinadas pendientes próximas a Menton, Francia. Los agricultores sustituyeron olivos, que tiene raíces profundas, por una cosecha económicamente más rentable, pero de raíces superficiales: los claveles. Cuando se desplomó la pendiente menos estable, el corrimiento de tierras se cobró once vidas.

En julio de 1994, un gran incendio azotó la montaña Storm King, al oeste de Glenwood Springs, Colorado, y eliminó la vegetación de las pendientes. Dos meses después, las fuertes lluvias originaron numerosas corrientes de derrubios, una de las cuales bloqueó la Interestatal 70 y amenazó con hacer un dique en el río Colorado. Un tramo de 5 kilómetros de la autopista quedó inundado con toneladas de rocas, barro y árboles quemados. El cierre de la Interestatal 70 supuso retrasos costosos en esta autopista principal. Tras los extensos incendios acaecidos en el verano de 2000, tipos parecidos de procesos gravitacionales amenazan las autopistas y otras ampliaciones cercanas a las laderas devastadas por el fuego en el oeste de Estados Unidos.

Además de eliminar las plantas que fijan el suelo, el fuego puede fomentar los procesos gravitacionales de otras maneras. Después de un incendio forestal, la parte superior del suelo se vuelve seca y suelta. Como consecuencia, incluso con un tiempo seco, el suelo tiende a descender por las pendientes empinadas. Además, el fuego también puede «cocer» el suelo y crear una capa repelente



Recuadro 15.1 ▶ El hombre y el medio ambiente

El desastre de la presa de Vaiont

Al principio de este capítulo se describe una avalancha masiva de rocas en Perú. Como ocurre con la mayoría de los procesos gravitacionales, este trágico episodio fue desencadenado por un acontecimiento natural, en este caso, un terremoto. Sin embargo, los desastres también se producen como consecuencia del movimiento de masas de material superficial desencadenado por las acciones humanas.

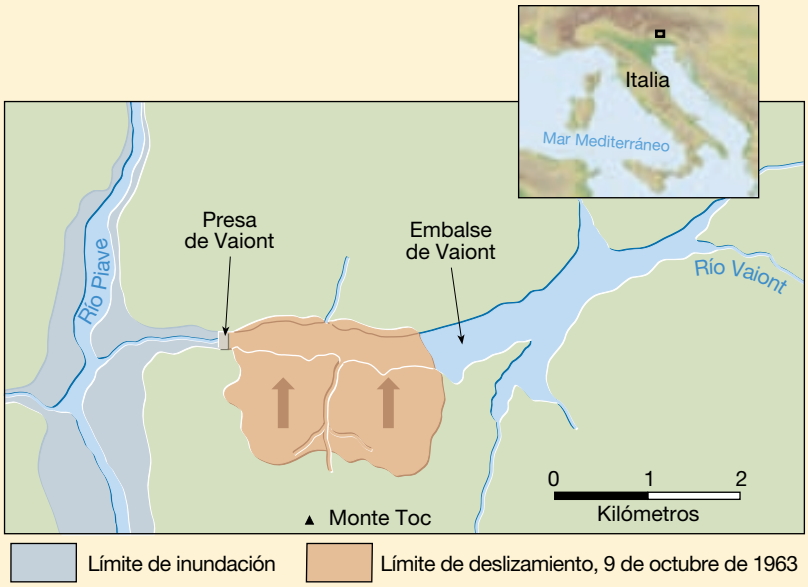
En 1960, se construyó una gran presa, de casi 265 metros de altura, a través del cañón Vaiont en los Alpes italianos. Se construyó sin buenos datos geológicos y el resultado fue un desastre sólo tres años después.

El sustrato rocoso en el cañón Vaiont se inclinó abruptamente hacia abajo en dirección al lago retenido detrás de la presa. El lecho de roca estaba compuesto por estratos débiles de caliza muy fracturada, con capas de arcilla y numerosas cavidades de disolución. A medida que el embalse se llenó detrás de la presa ya finalizada, las rocas empezaron a saturarse en agua y las arcillas se hincharon y se volvieron más plásticas. El ascenso del agua redujo la fricción interna que había mantenido la roca en su lugar.

Las determinaciones realizadas poco después de llenar el embalse hacían alusión al problema, porque indicaron que una porción de la montaña reptaba lentamente colina abajo a una velocidad de un centímetro por semana. En septiembre de 1963, la velocidad aumentó a un centímetro por día, luego a 10-20 centímetros por día, y finalmente hasta 80 centímetros por día en la fecha del desastre.

Por último, la ladera de la montaña se desprendió. En tan sólo un instante, 240 millones de metros cúbicos de roca y derrubios se deslizaron ladera abajo y llenaron casi dos kilómetros de la garganta hasta alturas de 150 metros por encima del nivel del embalse (Figura 15.A). Esto empujó el agua completamente fuera del embalse en una ola de más de 90 metros de altura. A más de 1,5 kilómetros corriente abajo, el muro de agua seguía teniendo una altura de 70 metros, destruyendo todo a su paso.

El acontecimiento entero duró menos de siete minutos, pero se cobró unas 2.600 vidas. Aunque éste se conoce como el peor desastre de la historia ocurrido en una presa, la propia presa de Vaiont se mantuvo intacta. Y aunque la catástrofe fue desencadenada por la interferencia humana en el río Vaiont, el deslizamiento habría ocurrido finalmente por sí mismo; sin embargo, los efectos no habrían sido tan trágicos.



▲ **Figura 15.A** Mapa esquemático del área del río Vaiont que muestra los límites del deslizamiento, la porción del embalse que se llenó de derrubios y la extensión de la inundación corriente abajo. (Tomado de G. A. Kiersch, «Vaiont Reservoir Disaster», *Civil Engineering* 34 (1964) 32-39.)

al agua a poca profundidad. Esta barrera casi impermeable impide o reduce la infiltración del agua, lo cual se traduce en un aumento de la escorrentía superficial durante las lluvias. La consecuencia puede ser la aparición de torrentes peligrosos de barro viscoso y derrubios rocosos.

Terremotos como desencadenantes

En una zona pueden existir durante mucho tiempo condiciones favorables para los procesos gravitacionales sin que se produzca movimiento alguno. A veces es necesario un factor adicional para desencadenar el movimiento. Entre los desencadenantes más importantes y espectaculares se encuentran los terremotos. Un terremoto y sus réplicas pueden desalojar volúmenes enormes de roca y de material no consolidado. El acontecimiento ocurrido en los Andes peruanos, descrito al principio de este capítulo, es un ejemplo trágico.

Deslizamientos desencadenados por el terremoto Northridge En enero de 1994 un terremoto azotó la región de Los Ángeles, al sur de California. Bautizado por su epicentro

en la localidad de Northridge, el acontecimiento de una magnitud de 6,7 produjo pérdidas estimadas en 20.000 millones de dólares. Algunas de estas pérdidas fueron el resultado de miles de deslizamientos en una zona de 10.000 metros cuadrados que se pusieron en movimiento a causa del sismo. En la mayoría de casos se trató de caídas y deslizamientos de rocas superficiales, pero algunos fueron mucho mayores y llenaron los fondos del cañón de un revoltijo de suelo, rocas y derrubios vegetales. Los derrubios de los fondos del cañón crearon una amenaza secundaria porque podían movilizarse durante las tormentas y crear corrientes de derrubios. Las corrientes de este tipo son comunes y suelen resultar desastrosas al sur de California.

Los procesos gravitacionales desencadenados por el terremoto Northridge destruyeron docenas de hogares y causaron grandes daños en carreteras, gaseoductos y la maquinaria de los pozos en los campos de petróleo. En algunos lugares, más del 75 por ciento de las zonas con pendiente fue denudado por los deslizamientos y se hicieron vulnerables a los procesos gravitacionales posteriores desencadenados por las fuertes lluvias.

Licuefacción El intenso temblor de tierra durante los terremotos puede provocar que los materiales superficiales saturados en agua pierdan su resistencia y se conviertan en masas que fluyen parecidas a los fluidos. Este proceso, denominado *licuefacción*, fue una de las causas principales de los daños a la propiedad en Anchorage, Alaska, durante el impresionante terremoto de Viernes Santo en 1964 descrito en el Capítulo 11.

¿Deslizamientos sin desencadenantes?

¿Los procesos gravitacionales rápidos requieren siempre algún tipo de desencadenante como las fuertes lluvias o un terremoto? La respuesta es no; esos acontecimientos a veces ocurren sin ningún desencadenante. Por ejemplo, la tarde del 9 de mayo de 1999, un deslizamiento provocó la muerte de 10 excursionistas e hirió a otros muchos en el Parque Estatal Sacred Falls cerca de Hauula en la costa septentrional de Oahu, Hawaii. El trágico acontecimiento tuvo lugar cuando una masa de roca de la pared de un cañón descendió 150 metros por una pendiente casi vertical al fondo del valle. Debido a cuestiones de seguridad, el parque se cerró para que los especialistas en deslizamientos del U. S. Geological Survey pudieran investigar el lugar. En su estudio, concluyeron que el deslizamiento se produjo *sin un desencadenante* procedente de ninguna condición externa apreciable.

Muchos procesos gravitacionales rápidos ocurren sin un desencadenante apreciable. Los materiales de la pendiente se debilitan de manera gradual con el tiempo bajo la influencia de la meteorización a largo plazo, la infiltración de agua y otros procesos físicos. Al final, si la resistencia cae por debajo del nivel necesario para mantener la estabilidad de la pendiente, se producirá un deslizamiento. El ritmo de los acontecimientos de este tipo es aleatorio y, por tanto, es imposible predecirlos con precisión.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Cuántas muertes se cobran los deslizamientos cada año?

El U. S. Geological Survey calcula que entre 25 y 50 personas mueren a causa de los deslizamientos cada año en Estados Unidos. El peaje de muertes en todo el mundo, por supuesto, es mucho más elevado.

Clasificación de los procesos gravitacionales

Hay una larga serie de procesos diferentes que los geólogos denominan procesos gravitacionales o movimientos de masa. En la Figura 15.3 se ilustran cuatro de ellos. En general, los diferentes tipos se clasifican en función del tipo de material implicado, de la clase de movimiento exhibido y de la velocidad del mismo.

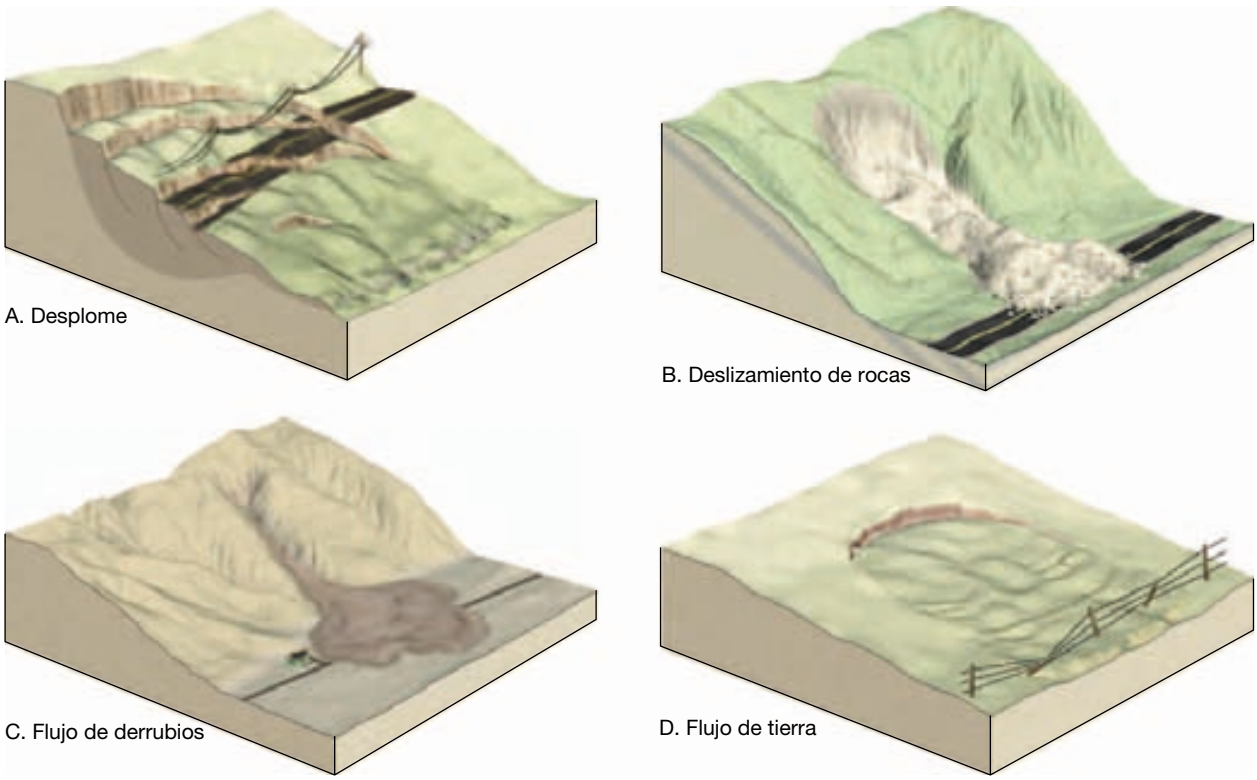
Tipo de material

La clasificación de los procesos gravitacionales en función del material implicado en el movimiento depende de si la masa descendiente empezó como un material no consolidado o como sustrato de roca. Si el suelo y el regolito son dominantes, se utilizan términos como derrubios, barro o tierra en la descripción. Por el contrario, cuando se desprende y se desplaza pendiente abajo una masa rocosa, el término roca será parte de la descripción.

Tipo de movimiento

Además de caracterizar el tipo de material implicado en un acontecimiento del movimiento de masa, también puede ser importante cómo se mueve el material. En general, la clase de movimiento se describe como desprendimiento, deslizamiento o flujo.

Desprendimiento Cuando el movimiento implica la caída libre de fragmentos sueltos de cualquier tamaño, se denomina **desprendimiento.** El desprendimiento es una forma común de movimiento en pendientes que son tan empinadas que el material suelto no puede mantenerse



▲ **Figura 15.3** Los cuatro procesos ilustrados aquí se consideran todos formas relativamente rápidas de procesos gravitacionales. Dado que el material en los desplomes **A** y en los deslizamientos de roca **B** se mueven a lo largo de superficies bien definidas, se dice que se mueven por deslizamiento. Por el contrario, cuando el material se mueve pendiente abajo como un fluido viscoso, el movimiento se describe como un flujo. Los flujos de derrubios **C** y los flujos de tierra **D** avanzan pendiente abajo de esta manera.

sobre la superficie. La roca puede desprenderse directamente hacia la base de la pendiente o moverse en una serie de saltos y rebotes sobre otras rocas a lo largo del camino. Muchos desprendimientos se producen cuando los ciclos de congelación y deshielo o la acción de las raíces de las plantas, o ambas cosas, debilitan tanto las rocas que interviene la gravedad. Aunque hay señales a lo largo de afloramientos rocosos que en las carreteras advierten de desprendimientos de roca, pocos de nosotros hemos sido realmente testigos de esos acontecimientos. Sin embargo, ocurren de verdad. Así, el desprendimiento ocurrido la mañana del 9 de mayo de 2003, en el cañón Glenwood de Colorado interrumpió temporalmente el tráfico en dirección este y en dirección oeste de la Interestatal 70. Grandes rocas de hasta 4 metros cúbicos cayeron sobre la carretera. Una masa de roca del tamaño de un coche cruzó rebotando toda la autopista y acabó reposando en el canal del río Colorado. Por fortuna, no hubo heridos graves.

Los desprendimientos son la forma fundamental por la que se crean y mantienen las *pendientes de talud*. A veces los desprendimientos pueden desencadenar otras formas de movimientos pendiente abajo. Por ejemplo, recordemos que el desastre de Yungay descrito al principio del capítulo se inició por el desprendimiento de una masa de material en caída libre desde la cima casi vertical del Nevado Huascarán.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Qué dificultad tiene subir por la pendiente de un talud?

Mucha. Puede describirse con más precisión como una escalada debido a su inclinación. Ascender por la pendiente de un talud de material más grueso implica escalar de bloque en bloque. La pendiente de un talud compuesto de material más fino es más difícil de escalar porque se puede provocar el deslizamiento del material a medida que se asciende. A menudo, esta actividad agotadora se traduce en resbalar alrededor de un paso y medio hacia atrás por cada paso que se da.

Deslizamiento La mayoría de los procesos gravitacionales se describe como **deslizamiento.** Los deslizamientos se producen cuando el material se mantiene bastante coherente y se mueve a lo largo de una superficie bien definida. A veces la superficie es una diaclasa, una falla o un plano de estratificación que es aproximadamente paralelo a la pendiente. Sin embargo, en el caso del movimiento denominado desplome, el material descendente se mueve en masa a lo largo de una superficie de ruptura curva.

Llegados a este punto es necesaria una nota de aclaración. A veces la palabra deslizamiento se utiliza como sinónimo de *corrimiento de tierras*. Debe indicarse que, aunque muchas personas, los geólogos incluso, la utilizan, esta última expresión carece de una definición específica en Geología. Más bien, debe considerarse un término popular no técnico que describe todas las formas perceptibles de procesos gravitacionales, entre ellas las formas en las que no se producen deslizamientos.

Flujo El tercer tipo de movimiento común para los procesos gravitacionales se denomina **flujo.** El flujo se produce cuando el material se desplaza pendiente abajo en forma de un fluido viscoso. La mayor parte de los flujos está saturada de agua y se mueve normalmente siguiendo una forma de lengua o lóbulo.

Velocidad de movimiento

El acontecimiento descrito al principio de este capítulo implicaba claramente un movimiento rápido. La roca y los derrubios se movían pendiente abajo a velocidades que superaban en mucho los 200 kilómetros por hora. Este tipo de movimiento de masa más rápido se denomina **avalancha de rocas** (*avaler* = descender). Muchos investigadores creen que las avalanchas de roca, como la que se produjo en el paisaje de la Figura 15.4, deben «flotar literalmente en el aire», conforme desciende pendiente abajo. Es decir, se producen velocidades elevadas cuando el aire queda atrapado y comprimido debajo de la masa de derrubios que se precipita, permitiendo que se mueva como una lámina flexible y elástica a través de la superficie.

La mayoría de los movimientos de masa, sin embargo, no se desplaza con la velocidad de una avalancha de rocas. De hecho, la gran mayoría de los procesos gravitacionales son imperceptiblemente lentos. Un proceso que examinaremos más tarde, denominado *reptación*, es



▲ **Figura 15.4** Esta larga lengua de 4 kilómetros de cascotes fue depositada en la cima del glaciar Sherman de Alaska por una avalancha de rocas. El acontecimiento fue desencadenado por un tremendo terremoto ocurrido en marzo de 1964. (Foto de Austin Post, U. S. Geological Survey.)

consecuencia de movimientos de partículas que suelen medirse en milímetros o centímetros al año. Por tanto, como puede verse, las velocidades del movimiento pueden ser espectacularmente súbitas o excepcionalmente graduales. Aunque los diversos tipos de procesos gravitacionales suelen clasificarse en rápidos o lentos, esta distinción es muy subjetiva, ya que existe un amplio intervalo de velocidades entre los dos extremos. Incluso la velocidad de un proceso individual en un lugar concreto puede variar considerablemente (*véase* Recuadro 15.2).



Recuadro 15.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

Control a tiempo real de los deslizamientos activos*

Los deslizamientos son una amenaza para la vida y la propiedad en los 50 estados que componen Estados Unidos. Para reducir el riesgo procedente de los deslizamientos activos, el U. S. Geological Survey (USGS) desarrolla y utiliza sistemas de control en tiempo real de los deslizamientos. El control puede detectar las indicaciones iniciales del movimiento catastrófico rápido.

Durante las fuertes lluvias de enero de 1997, miles de toneladas de rocas y derrubios cedieron en Sierra Nevada, destruyeron tres casas, bloquearon una carretera principal del norte de California (U. S. 50) y formaron un dique en el río Americano adyacente durante un breve intervalo de tiempo (Figura 15.B). Las aguas estancadas por el deslizamiento inundaron la carretera y se llevaron dos coches que circulaban por ella, lo cual llevó a unos rescates espectaculares. La reapertura de la carretera costó 4,5 millones de dólares y se calcula que las pérdidas económicas indirectas del cierre de la carretera superaron los 50 millones de dólares.

Varios deslizamientos grandes y activos de la misma zona continúan amenazando la carretera U. S. 50. Aunque estos deslizamientos suelen moverse lentamente, algunos tienen el potencial de colapsar de manera catastrófica. Para ayudar a reducir el riesgo que estos movimientos rápidos representan, el USGS, en colaboración con otras agencias, estableció un control continuo en tiempo real de la actividad de los deslizamientos mediante sistemas desarrollados para controlar los volcanes activos de zonas remotas. Los datos procedentes de varios sensores instalados en los deslizamientos son transmitidos por radio a los computadores del USGS (Figura 15.C).



▲ **Figura 15.B** Casa destruida por un deslizamiento catastrófico súbito en 1997 a lo largo de la carretera U. S. 50, a unos 40 kilómetros al este de Placerville, California. (Foto de Mark Reid/U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 15.C** Prueba de un sistema de radiotelemetría alimentado con energía solar para la transmisión a distancia de datos de un deslizamiento en tiempo real. En las zonas de deslizamiento controladas a distancia, el movimiento del suelo y las presiones de las aguas subterráneas se miden cada segundo. La cantidad del movimiento descendente es registrada por extensómetros que pueden detectar la tensión o el acortamiento del suelo. Las vibraciones del suelo se controlan mediante geófonos enterrados en el interior de los deslizamientos. Las condiciones de las aguas subterráneas en el interior de los deslizamientos se controlan a través de sensores de la presión del agua de los poros y los pluviómetros *in situ* registran las precipitaciones. (Foto de Mark Reid/U. S. Geological Survey.)

¿Por qué es necesario recoger a distancia los datos del deslizamiento en tiempo real? La detección inmediata de la actividad del deslizamiento proporcionada por los sistemas en tiempo real puede

* Basado en el material preparado por el U. S. Geological Survey.

ser crucial para salvar las vidas humanas y proteger la propiedad. El control puede determinar la velocidad del movimiento del deslizamiento y también puede detectar los primeros indicios del movimiento catastrófico. El movimiento rápido de algunos deslizamientos, por ejemplo, va precedido de una aceleración gradual. Utilizando los datos en tiempo real procedentes de esos deslizamientos, los geólogos pueden predecir los posibles movimientos catastróficos. El control de deslizamientos del USGS se centra en la detección de (1) las condiciones de precipitación y de aguas subterráneas que podrían desestabilizar la pendiente de la elevación, (2) la aceleración del movimiento del deslizamiento y (3) las vibraciones del suelo asociadas con el movimiento.

En la actualidad, 58 instrumentos controlan en tiempo real cinco deslizamientos a lo largo de la carretera U. S. 50. Esta red, dirigida en colaboración con el Departamento de Transportes de California, proporciona la notificación temprana de la actividad del deslizamiento y la información útil para el diseño de medidas correctivas para frenar estos deslizamientos. El USGS dirige otros puntos de control remoto en tiempo real en California y Washington, Nuevo México y Colorado.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Las avalanchas de nieve se consideran un tipo de proceso gravitacional?

Sí. Algunas veces estos movimientos atronadores de la nieve y el hielo pendiente abajo mueven grandes cantidades de rocas, suelo y árboles. Por supuesto, las avalanchas de nieve son muy peligrosas, en especial para los esquiadores en las pendientes montañosas elevadas y para los edificios y las carreteras al pie de las pendientes en las regiones propensas a las avalanchas.

Cada año se producen alrededor de 10.000 avalanchas de nieve en la zona montañosa del oeste de Estados Unidos. En un año normal, se cobran entre 15 y 25 vidas en Estados Unidos y Canadá. Son un problema que va en aumento, puesto que cada vez hay más personas que practican los deportes y el ocio de invierno.

Desplomes

Procesos gravitacionales
▼ Tipos de procesos gravitacionales

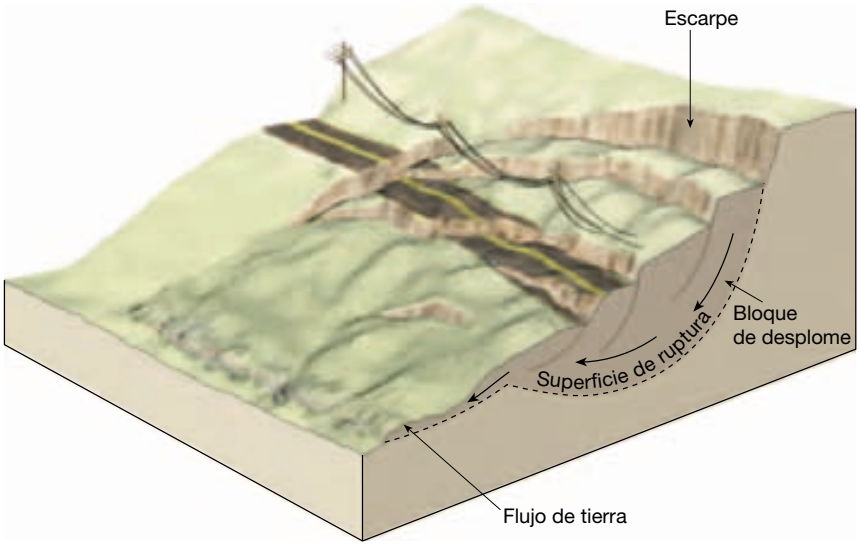
Se entiende por **desplome** el deslizamiento hacia abajo de una masa de rocas o de material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva (Figura 15.5). Normalmente, el material desplomado no viaja a una velocidad espectacular ni muy lejos. Esta es una forma común de proceso gravitacional, en especial en acumulaciones gruesas de materiales cohesivos, como la arcilla. La superficie fracturada tiene una forma característica en cuchara, cóncava hacia arriba o hacia fuera. Conforme se produce el movimiento, se crea un escarpe en forma de cuarto creciente en la cabecera, y la superficie superior del bloque a veces se inclina hacia atrás. El desplome puede implicar una sola masa, pero a menudo consiste en bloques múltiples. A veces, se acumula agua entre la base del escarpe y la parte superior del bloque inclinado. Conforme el agua se filtra hacia abajo a lo largo de la superficie de ruptura, puede promover una ulterior inestabilidad y un movimiento adicional.

Los desplomes se producen normalmente debido a que la ladera tiene una pendiente excesiva. El material situado en la porción superior de la pendiente se mantiene en su lugar por el material situado en la base de la misma. Conforme se elimina este material de anclaje de la base, el material situado encima se vuelve inestable y reacciona al empuje de la gravedad. Un ejemplo relativamente común es una pared de valle cuya pendiente se hace excesivamente empinada como consecuencia de un río meandriforme. El desplome puede producirse también cuando una pendiente está sobrecargada, causando tensión interna sobre el material que está debajo. Este tipo de desplome se produce a menudo en los lugares donde el material blando, rico en arcilla, se encuentra debajo de estratos de roca más compacta y resistente, como la arenisca. La infiltración del agua a través de las capas superiores reduce la cohesión de la arcilla que hay debajo y produce así el desplome de la pendiente.

Deslizamiento de rocas

Procesos gravitacionales
▼ Tipos de procesos gravitacionales

Los **deslizamientos de rocas** se producen cuando bloques rocosos se sueltan y se deslizan pendiente abajo (*véase* Figura 15.3B). Si el material implicado está muy poco consolidado, se utiliza la expresión **deslizamiento de derrubios.** Tales acontecimientos se cuentan entre los movimientos de masa más rápidos y más destructivos. Normalmente los deslizamientos de roca tienen lugar en un ambiente geológico donde los estratos rocosos están inclinados, o donde hay diaclasas y fracturas paralelas a la



▶ **Figura 15.5** Los desplomes se producen cuando el material se desliza pendiente abajo en masas a lo largo de una superficie de ruptura curva. Los flujos de tierra se forman a menudo en la base del desplome.

pendiente. Cuando dicha unidad de roca se ve socavada en la base de la pendiente, pierde apoyo y la roca acaba por desprenderse. A veces, los deslizamientos de roca se desencadenan cuando la lluvia o el agua de fusión de la nieve lubrican la superficie subyacente en el lugar en el cual la fricción ya no basta para mantener la unidad rocosa en su lugar. Como consecuencia, los deslizamientos de roca tienden a ser más comunes durante la primavera, cuando son más frecuentes las lluvias abundantes y la fusión de la nieve.

Los terremotos pueden desencadenar deslizamientos rocosos y otros movimientos de masa. El terremoto ocurrido en 1811 en Nuevo Madrid, Missouri, por ejemplo, produjo deslizamientos en un área de más de 13.000 kilómetros cuadrados a lo largo del valle del río Mississippi. Un ejemplo más reciente se produjo el 17 de agosto de 1959, cuando un intenso terremoto iniciado al este del Parque Nacional Yellowstone desencadenó un deslizamiento masivo en el cañón del río Madison en el suroeste de Montana (Figura 15.6). En cuestión de momentos,



▲ **Figura 15.6** El 17 de agosto de 1959 un terremoto desencadenó un impresionante deslizamiento de rocas en el cañón del río Madison de Montana. Alrededor de 27 millones de metros cúbicos de derrubios descendieron por la pared del cañón y formaron un dique que creó el lago Earthquake. (Foto de John Montagne.)

se deslizó en el cañón una cantidad calculada en 27 millones de metros cúbicos de roca, suelo y árboles. Los derrubios obstruyeron el río y enterraron una carretera y una zona de acampada. Perecieron más de veinte campistas a quienes pilló desprevenidos.

No muy lejos de aquella zona, se había producido 34 años antes el deslizamiento de rocas del Gros Ventre. El río Gros Ventre fluye hacia el oeste desde la parte más septentrional de la cordillera Wind River en el noroeste de Wyoming, a través del Parque Nacional Grand Teton, y acaba vaciándose en el río Snake. El 23 de junio de 1925, ocurrió en su valle un imponente deslizamiento de rocas, justo al este de la pequeña ciudad de Kelly. En el lapso de tan sólo unos minutos, una gran masa de arenisca, lutita y suelo chocó contra el lado sur del valle, llevándose con él un denso pinar. El volumen de derrubios, que se calculó en 38 millones de metros cúbicos, creó un dique de 70 metros de alto en el río Gros Ventre. Debido a que este río se bloqueó por completo, se formó un lago. Éste se llenó tan deprisa que una casa que había estado 18 metros por encima del río flotaba fuera de sus cimientos 18 horas después del deslizamiento. En 1927, el lago desbordó el dique, drenando en parte el lago y produciendo una devastadora inundación corriente abajo.

¿Por qué ocurrió el deslizamiento de rocas del Gros Ventre? Durante la primavera de 1925, el agua procedente de las intensas lluvias y de la fusión de las nieves se precipitó a través de la arenisca, saturando la arcilla de debajo. Dado que gran parte de la capa de arenisca había sido atravesada por el río Gros Ventre, la capa carecía prácticamente de apoyo en el fondo de la pendiente. Por fin la arenisca ya no pudo mantener su posición sobre la arcilla humedecida, y la gravedad empujó la masa hacia abajo por la ladera del valle. Las circunstancias en esta localización fueron tales que el acontecimiento fue inevitable.

Flujo de derrubios



Procesos gravitacionales
▼ Tipos de procesos gravitacionales

El **flujo de derrubios** es un tipo relativamente rápido de proceso gravitacional que consiste en la fluencia de suelo y regolitos con abundante cantidad de agua (Figura 15.3C). Los flujos de derrubios, denominados también **coladas de barro,** son fundamentalmente característicos de las regiones montañosas semiáridas y son también comunes en las pendientes de algunos volcanes. Debido a sus propiedades fluidas, los flujos de derrubios suelen seguir los cañones y los cauces fluviales. En las áreas pobladas, los flujos de derrubios pueden plantear un riesgo significativo para la vida y las propiedades.

Flujos de derrubios en las regiones semiáridas

Cuando un aguacero o la fusión rápida de la nieve de una montaña crean una inundación súbita en una región semiárida, grandes cantidades de suelo y de regolito inundan los cauces de escorrentía próximos debido a que normalmente hay poca vegetación que fije el material de superficie. El producto final es una lengua de lodo, suelo, roca y agua bien mezclados en movimiento. Su consistencia puede oscilar entre la del cemento húmedo y la de una mezcla no más espesa que el agua fangosa. La velocidad de flujo, por consiguiente, depende no sólo de la pendiente, sino también del contenido en agua. Cuando son densos, los flujos de derrubios son capaces de transportar o empujar grandes cantos rodados, árboles e incluso casas con relativa facilidad.

Los flujos de derrubios plantean un peligro serio al desarrollo en áreas de montaña relativamente secas como las del sur de California. La construcción de viviendas en las laderas de los cañones y la eliminación de la vegetación autóctona quemando los matorrales o de otras maneras han aumentado la frecuencia de esos acontecimientos destructivos. Además, cuando un flujo de derrubios alcanza el final de un cañón estrecho y empinado, se propaga hacia fuera, cubriendo el área que hay más allá de la boca del cañón con una mezcla de derrubios húmedos. Este material contribuye a la acumulación de depósitos en forma de abanico en las bocas de los cañones. Los abanicos se acumulan de una manera relativamente fácil; tienen a menudo bellas vistas y están cerca de las montañas, convirtiéndose en zonas preferidas para el desarrollo urbanístico. Debido a que los flujos de derrubios se producen sólo de manera esporádica, la gente no suele ser consciente del riesgo potencial de estas zonas (*véase* Recuadro 15.3).

Lahares

Los flujos de derrubios compuestos principalmente de materiales volcánicos en los flancos de los volcanes se denominan **lahares.** La palabra se originó en Indonesia, una región volcánica que ha experimentado muchos de esos acontecimientos a menudo destructivos. Históricamente, los lahares han sido uno de los riesgos volcánicos más mortales. Pueden tener lugar tanto durante una erupción como durante el período de reposo del volcán. Se producen cuando capas muy inestables de cenizas y derrubios se saturan de agua y fluyen pendiente abajo por las laderas volcánicas. Estos flujos siguen generalmente los cauces de corrientes existentes. A menudo, se desencadenan por las lluvias den-



Recuadro 15.3 ▶ El hombre y el medio ambiente

Flujos de derrubios en los abanicos aluviales: estudio de un caso de Venezuela*

En diciembre de 1999, las fuertes lluvias desencadenaron miles de deslizamientos a lo largo de la costa de Venezuela (Figura 15.D). Los flujos de derrubios y las riadas provocaron grandes daños a las propiedades y la trágica pérdida aproximada de 19.000 vidas. Los puntos donde se registraron los mayores niveles de muerte y destrucción fueron los *abanicos aluviales*. Estos accidentes del relieve son acumulaciones ligeramente inclinadas, con una forma de cono a abanico, de sedimentos que suelen encontrarse donde las corrientes de gradiente elevado dejan los valles estrechos de las zonas montañosas y se encuentran súbitamente en un terreno plano**.

Varios cientos de miles de personas viven en la estrecha zona litoral al norte de Caracas, Venezuela. Ocupan los abanicos aluviales situados en la base de las montañas escarpadas que se elevan a más de 2.000 metros porque éstas son las únicas zonas que no son demasiado escarpadas para construir (Figura 15.E). Estos asentamientos son altamente vulnerables a los deslizamientos provocados por las lluvias.

Durante un período inusualmente húmedo de diciembre de 1999 se registraron lluvias de 20 centímetros los días 2 y 3 de diciembre, seguidas por otros 91 centímetros entre el 14 y el 16 de diciembre. Las fuertes lluvias desencadenaron miles de flujos de derrubios y otros tipos de procesos gravitacionales. Una vez creados, esos movimientos de masas de barro y rocas coalescieron y formaron flujos gigantes de derrubios que se movían a gran velocidad a través de los cañones abruptos y estrechos antes de precipitarse sobre los abanicos aluviales.

En prácticamente todos los abanicos aluviales de la zona, los flujos de derrubios y las riadas transportaron cantidades masivas de sedimentos, entre ellos bloques de hasta 10 metros de diámetro, que dañaron o destruyeron centenares de casas y otras estructuras. Los daños totales se aproximaron a los 2.000 millones de dólares.

Este ejemplo de Venezuela muestra el potencial de pérdida de vidas y daño a la propiedad extremos en los lugares donde grandes cantidades de personas ocupan los abanicos fluviales. La posibilidad de que se produzcan acontecimientos similares de magnitud comparable existe en otras partes del mundo.

Construir comunidades en los abanicos aluviales puede transformar los procesos naturales en grandes acontecimientos mortales. Según Kofi Annan, Secretario General de las Naciones Unidas: «El término "desastre natural" se ha convertido en un nombre inapropiado y cada vez más anacrónico. En realidad, el comportamiento humano transforma los peligros naturales en lo que realmente deberían llamarse desastres no naturales»***.



▲ **Figura 15.E** Vista aérea del abanico aluvial muy desarrollado de Caraballeda, Venezuela. (Associated Press Photo.)



▲ **Figura 15.D** Área de Venezuela afectada por los desastrosos flujos de derrubios y las riadas en 1999.

* Basado en el material preparado por el U. S. Geological Survey.

** Para conocer más sobre los abanicos aluviales *véase* pág. 459 en el Capítulo 16 y pág. 545 en el Capítulo 19.

*** Matthew C. Larsen, et al. *Natural Hazards on Alluvial Fans: The Venezuela Debris Flow and Flash Flood Disaster,* U. S. Geological Survey Fact Sheet FS 103, pág. 4.

sas. Otros se inician cuando grandes volúmenes de hielo y nieve se funden por el calor que asciende a la superficie desde el interior del volcán o por los gases calientes y los restos casi fundidos emitidos durante una erupción violenta.

Cuando entró en erupción el monte Santa Elena en mayo de 1980, se crearon varios lahares. Los flujos y las inundaciones acompañantes corrieron ladera abajo por los valles de las bifurcaciones norte y sur del río Toutle a

velocidades que a menudo superaron los 30 kilómetros por hora. Por fortuna, el área afectada no estaba densamente poblada. No obstante, se destruyeron o resultaron muy dañados más de 200 hogares (Figura 15.7). La mayor parte de los puentes siguió un destino similar. Según el U. S. Geological Survey:

> Aun después de viajar muchas decenas de kilómetros desde el volcán y mezclarse con agua fría, las coladas de barro mantenían temperaturas que oscilaban entre los 84 °C y los 91 °C; indudablemente sus temperaturas eran más elevadas cuanto más cerca estaban del origen de la erupción… Localmente, las coladas de barro se elevaron por encima de las paredes de los valles hasta 108 metros y por encima de las colinas hasta 75 metros. Según las huellas dejadas por las líneas de barro, la mayor profundidad de las coladas de barro osciló entre 9,9 y 19,8 metros*.

Finalmente los lahares del área de drenaje del río Toutle transportaron más de 50 millones de metros cúbicos de material a los ríos Cowlitz y Columbia. Los depósitos redujeron temporalmente la capacidad transportadora del agua del río Cowlitz en un 85 por ciento, y se redujo la profundidad del cauce de navegación del río Columbia desde 12 metros a menos de 4 metros.

En noviembre de 1985, se produjeron lahares durante la erupción del Nevado del Ruiz, un volcán de 5.300 metros de los Andes colombianos. La erupción fundió gran parte de la nieve y el hielo que cubrían los 600 metros superiores del pico, produciendo torrentes de derrubios, cenizas y lodos viscosos calientes. Los lahares se desplazaron hacia fuera del volcán, siguiendo los valles de tres ríos crecidos por la lluvia que irradian desde la cima. El flujo que descendió hacia el valle del río Lagunilla fue el más destructivo. Devastó la ciudad de Armero, a 48 kilómetros de la montaña. La mayoría de las más de 25.000 muertes causadas por el acontecimiento se produjeron en esta comunidad agrícola que en una ocasión fue próspera.

Esos lahares también produjeron muertes y destrucción de propiedades en otros 13 pueblos situados dentro de la zona catastrófica que abarcó 180 kilómetros cuadrados. Aunque el Nevado del Ruiz arrojó explosivamente una gran cantidad de material piroclástico, lo que causó este desastre natural tan devastador fueron los lahares desencadenados por esta erupción. De hecho, fue el peor desastre volcánico acaecido desde la erupción del monte Pelée, en la isla caribeña de la Martinica, en 1902, durante la cual murieron 28.000 personas**.



▶ **Figura 15.7** Casa dañada por un lahar a lo largo del río Toutle, al oeste-noroeste del monte Santa Elena. La sección final de la casa fue desgajada e incrustada contra los árboles. (Foto de D. R. Crandell, U. S. Geological Survey.)

* Robert I. Tilling, *Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present and Future*. Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 1987.

** Puede encontrarse un comentario sobre la erupción del monte Pelée en la sección sobre volcanes compuestos del Capítulo 5.

Flujos de tierra



Procesos gravitacionales
▼ Tipos de procesos gravitacionales

Hemos visto que los flujos de derrubios suelen estar confinados a los cauces de las regiones semiáridas. Por el contrario, los **flujos de tierra** se forman más a menudo en las laderas de las colinas de las áreas húmedas durante épocas de precipitación abundante o de deshielo (*véase* Figura 15.3D). Cuando el agua satura el suelo y el regolito de la ladera de una colina, el material puede desgajarse, dejando una cicatriz en la pendiente, y formar una masa en forma de lengua o de lágrima que fluye pendiente abajo (Figura 15.8).

Los materiales más comúnmente implicados son ricos en arcilla y limo y contienen sólo pequeñas proporciones de arena y granos más gruesos. El tamaño de los flujos de tierra oscila entre cuerpos de unos pocos metros de longitud, unos pocos metros de ancho y menos de un metro de profundidad y masas de más de un kilómetro de longitud, varios centenares de metros de anchura y más de diez metros de profundidad. Dado que los flujos de tierra son bastante viscosos, en general se mueven más lentamente que los flujos de derrubios, más fluidos, descritos en la sección precedente. Se caracterizan por un movimiento lento y persistente y pueden permanecer activos durante períodos que oscilan entre días y años. Dependiendo del grado de inclinación de la pendiente y de la consistencia del material, las velocidades medidas oscilan desde menos de un milímetro al día hasta varios metros al día. A lo largo del período durante el cual son activos los flujos de tierra, el movimiento suele ser más rápido durante los períodos húmedos que durante las épocas más secas. Además de ocurrir como fenómenos de ladera aislados, los flujos de tierra tienen lugar normalmente en asociación con grandes desplomes. En esta situación, pueden verse como flujos en forma de lengua en la base del bloque de desplome (Figura 15.5).

Movimientos lentos



Procesos gravitacionales
▼ Tipos de procesos gravitacionales

Los movimientos del tipo de los deslizamientos de rocas, las avalanchas de rocas y los lahares son desde luego las formas más espectaculares y catastróficas de los procesos gravitacionales. Al comprobarse que estos acontecimientos matan a miles de personas, merecen un estudio intensivo, de manera que, mediante una prevención más eficaz, advertencias oportunas y mejores controles, pueda ayudarse a salvar vidas. Sin embargo, debido a su gran tamaño y a su naturaleza espectacular, nos dan una impresión falsa de su importancia como proceso gravitacional. De hecho, los movimientos súbitos son responsables del movimiento de menos material que la acción más lenta y mucho más sutil de la reptación. Mientras que los tipos rápidos de procesos gravitacionales son característicos de las montañas y las laderas empinadas de las colinas, la reptación tiene lugar en pendientes tanto empinadas como suaves y es, por tanto, mucho más general.

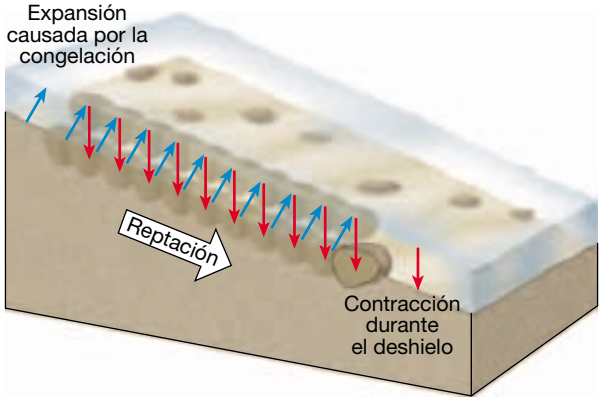
Reptación

La **reptación** es un tipo de proceso gravitacional que implica el movimiento descendente gradual del suelo y el regolito. Un factor que contribuye a la reptación es la



◀ Figura 15.8 Este pequeño flujo de tierra en forma de lengua se produjo en una pendiente recién formada a lo largo de una carretera recién construida. Se formó en material rico en arcilla después de un período de densas lluvias. Obsérvese el pequeño desplome en la cabecera del flujo de tierra. (Foto de E. J. Tarbuck.)

expansión y contracción alternantes del material de superficie causadas por congelación y deshielo o por humectación y sequedad. Como se muestra en la Figura 15.9, la congelación o la humectación elevan las partículas según un ángulo recto con respecto a la pendiente, y el deshielo o la sequía permiten que las partículas vuelvan a caer a un nivel ligeramente inferior. Cada ciclo, por consiguiente, mueve el material una cierta distancia colina abajo. Cualquier cosa que altere el suelo, como el impacto de las gotas de lluvia y las perturbaciones provocadas por las raíces de las plantas y los animales de madriguera, ayuda a la reptación. También se fomenta la reptación si el suelo se satura de agua. Después de una densa lluvia o del deshielo, el suelo saturado de agua puede perder su cohesión interna, permitiendo que la gravedad empuje el material pendiente abajo. Dado que la reptación es imperceptiblemente lenta, el proceso no puede observarse en acción. Lo que puede observarse, sin embargo, son los efectos de la reptación: inclinación de los cercados y los tendidos eléctricos y desplazamiento de los muros de contención (Figura 15.10).



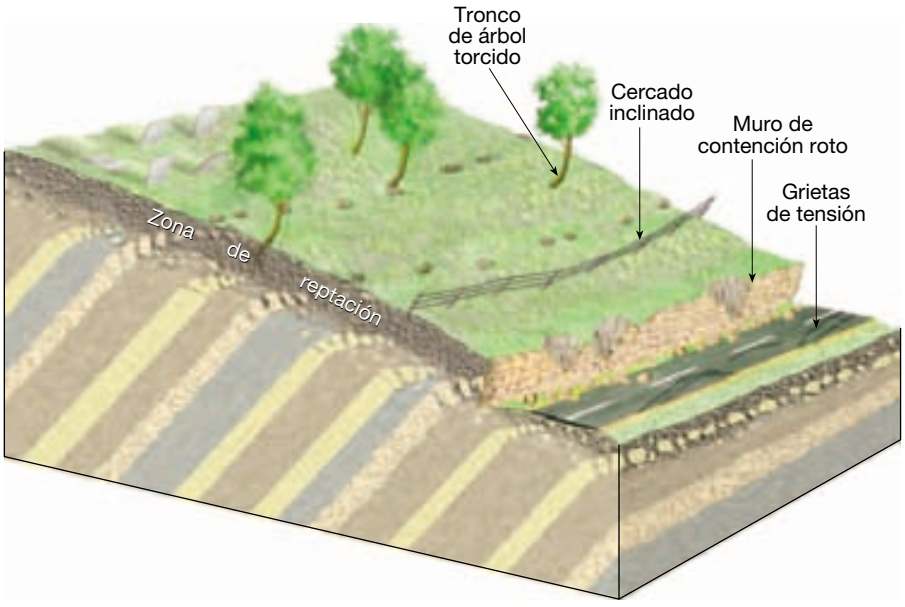
▲ **Figura 15.9** La expansión y la contracción repetidas del material de superficie producen una migración neta pendiente abajo de las partículas de roca: un proceso denominado *reptación*.

Solifluxión

Cuando el suelo está saturado de agua, la masa empapada fluye pendiente abajo a una velocidad de unos pocos milímetros o unos pocos centímetros diarios o anuales. Este proceso se denomina **solifluxión** (literalmente, «flujo del suelo»). Es un tipo de proceso gravitacional común en los lugares en los que el agua no puede fugarse de la capa superficial saturada a través de la infiltración a niveles más profundos. Una capa dura de arcilla densa en el suelo o una capa de lecho de rocas impermeable pueden contribuir a la solifluxión.

La solifluxión es también común en las regiones situadas por encima del **permafrost.** Se entiende por permafrost el suelo permanentemente helado que va asociado con los severos climas de la Tierra en los casquetes polares y la tundra (*véase* Recuadro 15.4). La solifluxión puede considerarse como una forma de reptación en la cual el material no consolidado y saturado de agua se mueve lentamente pendiente abajo. Se produce en una zona situada por encima del permafrost denominada *capa activa*, que se funde a una profundidad aproximada de un metro durante el breve verano de las latitudes altas y se vuelve a congelar en invierno. Durante el verano, el agua

▶ **Figura 15.10** Aunque la reptación es un movimiento imperceptiblemente lento, sus efectos son a menudo visibles.





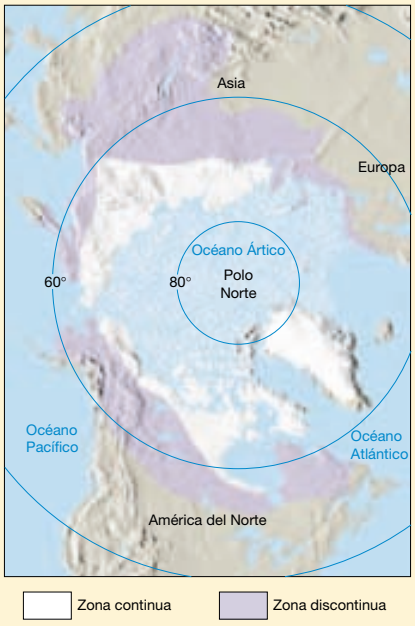
Recuadro 15.4 ▶ Entender la Tierra

El paisaje del delicado permafrost

Muchos de los desastres debidos a procesos gravitacionales descritos en este capítulo tuvieron impactos súbitos y desastrosos en las personas. Cuando las actividades humanas hacen que se funda el hielo contenido en el suelo permanentemente congelado, el impacto es más gradual y menos letal. No obstante, dado que las regiones con permafrost son paisajes frágiles y sensibles, las cicatrices resultantes de acciones poco planificadas pueden permanecer durante generaciones.

El suelo permanentemente congelado, conocido como *permafrost*, se produce donde los veranos son demasiado fríos como para que se funda algo más que una capa superficial del terreno. El terreno más profundo permanece congelado durante todo el año. En términos estrictos, el permafrost se define sólo en función de la temperatura; es decir, es un suelo con temperaturas que han permanecido bajo 0 °C continuamente durante 2 años o más. El grado en que se presenta el hielo en el terreno afecta de manera intensa al comportamiento del material superficial. Cuando se trata de construir carreteras, edificios y otros proyectos en áreas situadas por encima del permafrost, es muy importante conocer cuánto hielo hay y dónde está localizado.

Hay permafrost debajo de aproximadamente el 25 por ciento de las áreas continentales del planeta. Además de en la Antártida y en algunas áreas de alta montaña, el permafrost es extenso en las tierras que rodean el océano Ártico. Cubre más del 80 por ciento de Alaska, aproximadamente el 50 por ciento de Canadá y una porción sustancial del norte de Siberia (Figura 15.F). Cerca de los márgenes meridionales de la región, el permafrost consiste en masas aisladas relativamente finas. Más al norte, el área y el grosor aumentan gradualmente hasta zonas donde el permafrost es esencialmente continuo y su grosor puede aproximarse o incluso superar los 500 metros. En la zona discontinua, suele ser más difícil la planificación de uso del terreno que en las zonas continuas situadas más al norte, porque la aparición de permafrost es parcheada y difícil de predecir.



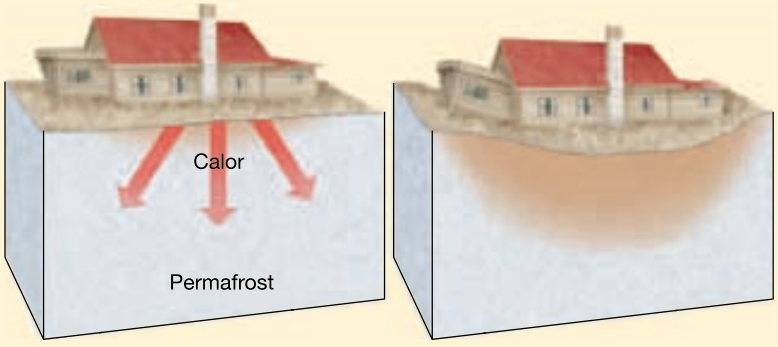
▲ **Figura 15.F** Distribución del permafrost en el hemisferio septentrional. Más del 80 por cinto de Alaska y alrededor del 50 por ciento de Canadá se encuentran situados encima del permafrost. Se reconocen dos zonas. En la zona continua, las únicas áreas libres de hielo se encuentran debajo de lagos o ríos profundos. En las porciones de latitudes más altas de la zona discontinua, sólo hay islas dispersas de terreno descongelado. En dirección al sur, el porcentaje de terreno descongelado aumenta hasta que todo el hielo desaparece. (Tomado del U. S. Geological Survey.)

Cuando el ser humano altera la superficie, ya sea eliminando la capa de vegetación aislante o construyendo carreteras y edificios, se altera el delicado equilibrio térmico, y el permafrost puede descongelarse (Figura 15.G). La descongelación produce un terreno inestable que puede deslizarse, desplomarse, experimentar subsidencia y levantamiento.

Como ilustra la Figura 15.H, cuando una estructura caliente se construye directamente sobre permafrost que contiene una elevada proporción de hielo, la descongelación produce un material esponjoso en el que el edificio se hunde. Una solución es colocar los edificios y



▲ **Figura 15.G** Cuando se construyó el ferrocarril a través de este paisaje de permafrost en Alaska, el suelo experimentó subsidencia. (Foto de Lynn A. Yehle, U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 15.H** Este edificio, localizado en el sur de Fairbanks, Alaska, experimentó subsidencia debido al deshielo del permafrost. Nótese que el lado derecho, con calefacción, se hundió mucho más que el porche de la izquierda, sin calefacción.

otras estructuras sobre montones, a modo de zancos, que permiten la circulación del aire subcongelado entre el suelo del edificio y el terreno manteniéndolo así congelado.

Cuando se descubrió petróleo en la vertiente norte de Alaska, mucha gente se preocupó ante la posibilidad de construir un sistema de tuberías que enlazara los campos petrolíferos de la bahía Prudhoe con el puerto carente de hielo de Valdez, 1.300 kilómetros al sur. Había serias dudas con respecto a si un proyecto tan grande podría dañar el delicado ambiente del permafrost. Muchos se preocupaban también por la posibilidad de que se produjeran derrames de petróleo.

Dado que el petróleo debe calentarse hasta unos 60 °C para poder fluir de manera adecuada, tuvieron que desarrollarse técnicas de ingeniería especiales para aislar este calor del permafrost. Se utilizaron técnicas como el aislamiento de las tuberías, la elevación de fragmentos del sistema de tuberías por encima del nivel del suelo e incluso la colocación de dispositivos de enfriamiento en el terreno para mantenerlo congelado. El sistema de tuberías de Alaska es claramente uno de los proyectos más complejos y costosos nuca construidos en la tundra ártica. Estudios detallados y una cuidada técnica de ingeniería contribuyeron a reducir al mínimo los efectos adversos resultantes de la perturbación del suelo congelado.

es incapaz de percolar en la capa de permafrost impermeable situada debajo. Como consecuencia, la capa activa se satura y fluye lentamente. El proceso puede ocurrir en pendientes de tan sólo 2 a 3 grados. Donde hay un manto bien desarrollado de vegetación, la lámina de solifluxión puede moverse en una serie de lóbulos bien definidos o en una serie de pliegues que se solapan en parte.

Deslizamientos submarinos

Como cabe imaginar, los procesos gravitacionales no están limitados al continente. El desarrollo de instrumentos de alta calidad que reproducen imágenes del fondo oceánico nos permite determinar que los procesos gravitacionales submarinos son un fenómeno común y extendido. Por ejemplo, en los estudios se revelan enormes deslizamientos submarinos en los flancos de la cadena Hawaiiana, así como a lo largo de la plataforma y el talud continentales de Estados Unidos. De hecho, muchos deslizamientos submarinos, principalmente en forma de desplomes y avalanchas de derrubios, parecen mucho mayores que cualquier proceso gravitacional similar que suceda en el continente.

Entre los deslizamientos submarinos más espectaculares se cuentan los que tienen lugar en los flancos de los volcanes submarinos (denominados *montes submarinos*) y en las islas volcánicas como las Hawaii. En los flancos sumergidos de las islas Hawaii se han identificado docenas de grandes deslizamientos de más de 20 kilómetros de longitud. Algunos tienen dimensiones verdaderamente espectaculares. Uno de los más grandes que se han cartografiado, llamado la avalancha de derrubios de Nuuanu, se encuentra en el lado nororiental de Oahu. Se extiende a lo largo de casi 25 kilómetros a través del fondo oceánico y su tramo final se eleva por una pendiente de 300 metros, lo cual indica que debió de ser muy potente y tener un gran ímpetu. Este enorme deslizamiento transportó bloques gigantescos a muchos kilómetros. Es probable que cuando ocurren acontecimientos tan grandes y rápidos, éstos produzcan olas marinas gigantes denominadas tsunamis que recorren el Pacífico*.

Los impresionantes deslizamientos submarinos descubiertos en los flancos de las islas Hawaii están relacionados con casi total seguridad con el movimiento del magma mientras un volcán está activo. A medida que se añaden grandes cantidades de lava al borde marino de un volcán, la acumulación de material acaba provocando un gran deslizamiento. En la cadena Hawaiana, parece que este proceso de crecimiento y hundimiento se repite a intervalos de 100.000 a 200.000 años mientras el volcán es activo.

A lo largo de los bordes continentales de Estados Unidos, grandes cicatrices de desplomes y flujo de derrubios marcan el talud continental. Estos procesos son consecuencia de la acumulación rápida de sedimentos inestables o de fuerzas como las olas de los temporales y los terremotos. Los procesos gravitacionales submarinos son especialmente activos cerca de los deltas, que son depósitos masivos de sedimentos en las desembocaduras de los ríos. Aquí, a medida que se acumulan grandes cantidades de arcilla saturada de agua y sedimentos ricos en material orgánico, se vuelven inestables y fluyen con facilidad incluso por las pendientes suaves. Algunos de estos movimientos han sido suficientemente enérgicos para dañar grandes plataformas de perforación submarinas.

Los procesos gravitacionales parecen constituir una parte integral del crecimiento de los bordes continentales pasivos. Los sedimentos suministrados a la plataforma continental por los ríos se mueven a través de la plataforma hacia la parte superior del talud continental. Desde este punto, los desplomes, los deslizamientos y los flujos de derrubios hacen descender los sedimentos hacia el pie de talud o algunas veces más allá de éste.

* Para más información sobre estas olas destructivas, véase la sección sobre tsunamis del Capítulo 11.

Resumen

- Por *procesos gravitacionales* o movimientos de masa se entiende el movimiento descendente de rocas, el regolito y suelo bajo la influencia directa de la gravedad. En la evolución de la mayoría de las formas del paisaje, los procesos gravitacionales constituyen el paso siguiente a la meteorización. Los efectos combinados de los procesos gravitatorios y la erosión por las aguas de escorrentía producen los valles fluviales.
- *La gravedad es la fuerza que controla los procesos gravitacionales.* Otros factores que influyen o desencadenan los movimientos pendiente abajo son la saturación en agua del material, el exceso de pendiente de las laderas, más allá del *ángulo de reposo*, la eliminación de la vegetación y el temblor de tierra producido por los terremotos.
- Los diversos procesos que se incluyen dentro de la calificación de procesos gravitacionales se dividen y describen en función de: (1) el tipo de material implicado (derrubios, barro, tierra o roca); (2) el tipo de movimiento (desprendimiento, deslizamiento o flujo), y (3) la velocidad del movimiento (rápido o lento).
- Entre las formas más rápidas de los procesos gravitacionales se encuentran los *desplomes*, deslizamientos hacia abajo de una masa de roca o de material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva; los *deslizamientos de roca*, bloques de roca que se sueltan y deslizan pendiente abajo; los *flujos de derrubios*, flujos relativamente rápido de suelo y regolito que contienen una gran cantidad de agua; los *flujos de tierra*, flujos no confinados de suelo saturado rico en arcilla que se producen la mayor parte de las veces en la ladera de una colina, en un área húmeda después de precipitaciones densas o del deshielo de la nieve.
- Las formas más lentas de los procesos gravitacionales son la *reptación*, movimiento colina abajo gradual de suelo y regolito, y la *solifluxión*, flujo gradual de una capa superficial saturada por debajo de la cual se extiende una zona impermeable. Los lugares comunes para la solifluxión son regiones situadas por encima del *permafrost* (suelo permanentemente helado asociado de la tundra y con los casquetes polares).
- Los procesos gravitacionales no están limitados a los continentes; también se producen debajo del agua. Muchos *deslizamientos submarinos*, especialmente desplomes y avalanchas de derrubios, son mucho mayores que los que se producen en el continente.

Preguntas de repaso

1. Describa cómo los procesos gravitacionales contribuyen al desarrollo de los valles fluviales.
2. ¿Cómo contribuyó la formación de un dique al desastre del cañón Vaiont? ¿Era inevitable el desastre? (*véase* Recuadro 15.1)
3. ¿Cuál es la fuerza que controla los procesos gravitacionales?
4. ¿Cómo afecta el agua a los procesos gravitacionales?
5. Describa la importancia del ángulo de reposo.
6. ¿De qué manera la eliminación de la vegetación por los incendios o el talado fomenta los procesos gravitacionales?
7. ¿Qué relación tienen los terremotos con los deslizamientos?
8. Distinga entre desprendimiento, deslizamiento y flujo.
9. ¿Por qué pueden moverse las avalanchas rocosas a velocidades tan grandes?
10. Tanto los desplomes como los deslizamientos de roca se mueven por deslizamiento. ¿En qué se diferencian estos procesos?
11. ¿Qué factores indujeron el deslizamiento masivo de rocas en el Gros Ventre, Wyoming?
12. Explique por qué construir una casa en un abanico aluvial puede no ser una buena idea (*véase* Recuadro 15.3).
13. Compare y contraste las coladas de barro y los flujos de tierra.
14. Describa los procesos gravitacionales que ocurrieron en el monte Santa Elena durante su período activo de 1980 y en el Nevado del Ruiz en 1985.
15. Dado que la reptación es un proceso imperceptiblemente lento, ¿qué signos pueden indicar que este fenómeno está afectando a una pendiente?
16. ¿Qué es el permafrost? ¿Qué parte de la superficie terrestre es afectada?
17. ¿Durante qué estación del año se produce la solifluxión en las regiones con permafrost?

Términos fundamentales

ángulo de reposo
avalancha de rocas
colada de barro
deslizamiento
deslizamiento de derrubios
deslizamiento de rocas
desplome
desprendimiento
flujo
flujo de derrubios
flujo de tierra
lahar
permafrost
proceso gravitacional
reptación
solifluxión

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición.* Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 16

Corrientes de aguas superficiales

La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico

Las aguas de escorrentía

Flujo de corriente
- Gradiente y características del cauce
- Caudal

Cambios de corriente arriba a corriente abajo

Nivel de base y corrientes en equilibrio

Erosión de las corrientes fluviales

Transporte del sedimento por las corrientes
- Carga disuelta
- Carga suspendida
- Carga de fondo
- Capacidad y competencia

Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales
- Depósitos de canal
- Depósitos de llanura de inundación
- Abanicos aluviales y deltas

Valles fluviales
- Valles estrechos
- Valles anchos

Meandros encajados y terrazas fluviales

Redes de drenaje
- Modelos de drenaje
- Erosión remontante y captura
- Formación de una garganta

Inundaciones y control de la inundación
- Causas y tipos de inundaciones
- Control de inundaciones

Los ríos son muy importantes para los seres humanos. Los utilizamos como vías para el desplazamiento de mercancías, como fuentes de agua para irrigación y como fuente de energía. Sus fértiles llanuras de inundación se han cultivado desde los inicios de la civilización. Cuando se consideran como parte del sistema Tierra, los ríos y las corrientes de agua representan un vínculo básico en el reciclado constante del agua del planeta. Además, el agua de escorrentía es el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más terreno y transportando más sedimento que cualquier otro proceso. Dado que tanta gente vive cerca de los ríos, las inundaciones se cuentan entre los riesgos geológicos más destructivos. A pesar de las enormes inversiones en diques y presas, los ríos no siempre pueden controlarse.

La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico



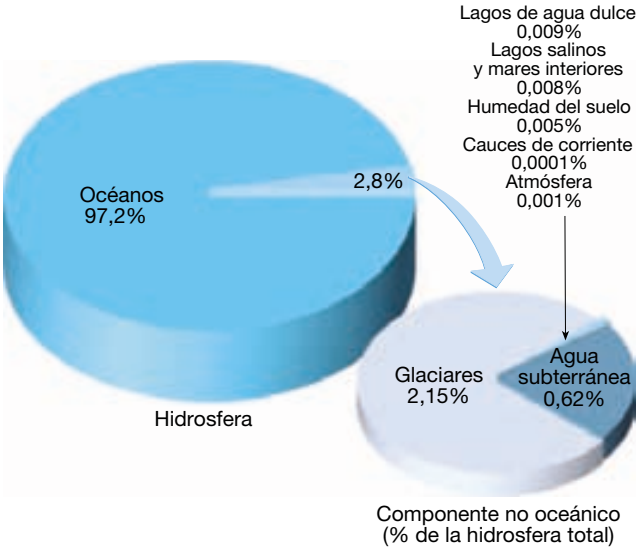
Corrientes de aguas superficiales
▼ **El ciclo hidrológico**

Todos los ríos desembocan en el mar;
sin embargo, el mar no está lleno;
hacia el lugar de donde vienen los ríos,
hacia allá regresan de nuevo. (Eclesiastés 1,7)

Como indicaba el perceptivo escritor del Eclesiastés, el agua está en continuo movimiento, del océano a la tierra y de vuelta de nuevo en un ciclo interminable. Simplemente, el agua está por todas las partes de la Tierra: en los océanos, los glaciares, los ríos, los lagos, el aire, el suelo y en el tejido vivo. Todos estos «embalses» constituyen la hidrosfera terrestre. En total, el contenido de agua de la hidrosfera es de unos 1.360 millones de kilómetros cúbicos.

La mayor parte de este contenido, alrededor de un 97,2 por ciento, se almacena en los océanos (Figura 16.1). Los casquetes polares y los glaciares representan otro 2,15 por ciento, lo cual deja sólo un 0,65 por ciento que debe dividirse entre los lagos, las aguas corrientes, las aguas subterráneas y la atmósfera (Figura 16.1). Aunque los porcentajes del agua de la Tierra encontrados en cada una de estas últimas fuentes es sólo una pequeña fracción del inventario total, las cantidades absolutas son grandes.

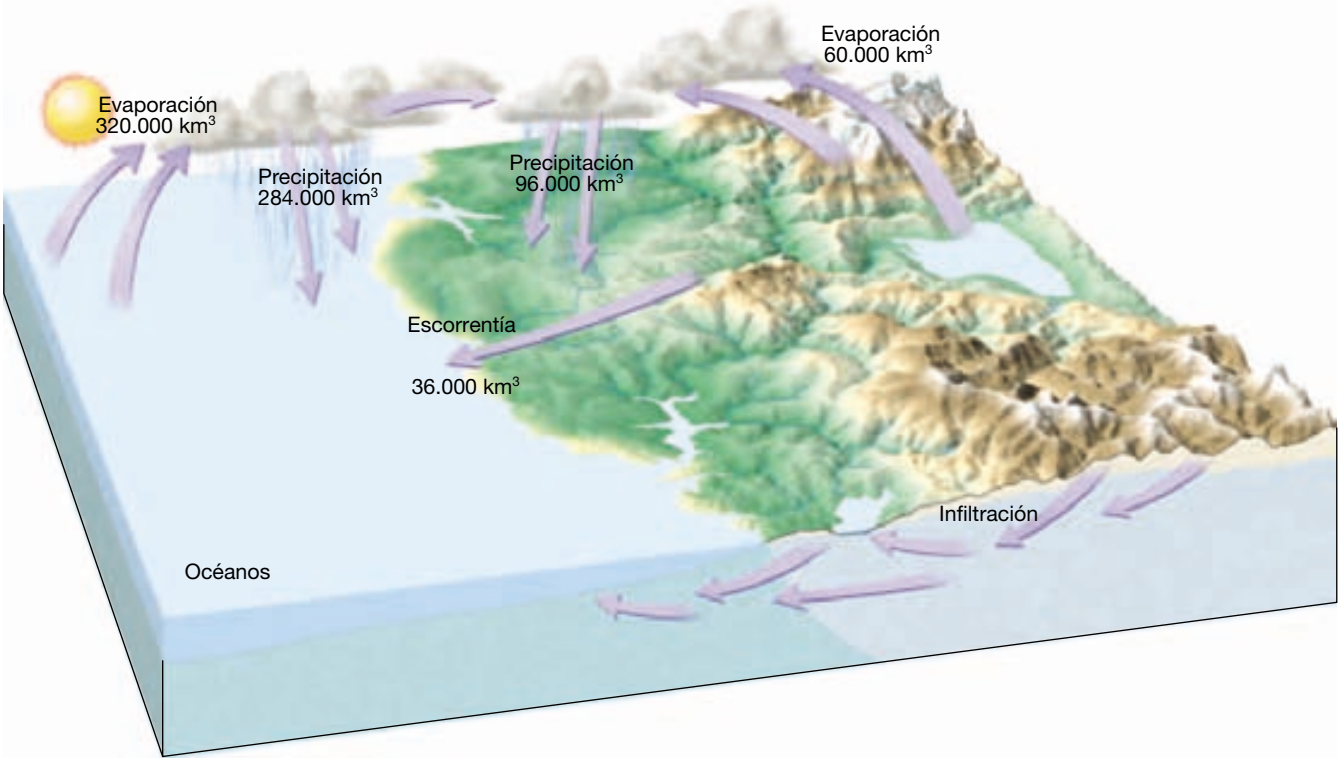
El agua que se encuentra en cada uno de los depósitos dibujados en la Figura 16.1 no permanece en ellos de manera indefinida. El agua puede cambiar rápidamente de un estado de materia (sólido, líquido o gaseoso) a otro a las temperaturas y las presiones existentes en la superficie de la Tierra. Por consiguiente, el agua se está moviendo constantemente entre la hidrosfera, la atmósfera, la tierra sólida y la biosfera. Esta circulación interminable del suministro de agua de la Tierra se denomina **ciclo hidrológico.** El ciclo nos muestra muchas interrelaciones cruciales entre partes diferentes del sistema Tierra.



▲ **Figura 16.1** Distribución del agua de la Tierra.

El ciclo hidrológico es un sistema mundial gigantesco impulsado por la energía del sol, en el cual la atmósfera proporciona el nexo vital entre los océanos y los continentes (Figura 16.2). El agua se evapora en la atmósfera desde el océano y, en un grado mucho menor, desde los continentes. Los vientos transportan este aire cargado de humedad, a menudo a grandes distancias, hasta que las condiciones hacen que la humedad se condense en nubes y caiga como precipitación. La precipitación que cae en el océano ha completado su ciclo y está dispuesta a empezar otro. El agua que cae en el continente, sin embargo, debe completar su camino de vuelta al océano.

¿Qué ocurre con la precipitación cuando ha caído en el continente? Una parte del agua penetra en el suelo (**infiltración**) y se mueve hacia abajo, luego en dirección lateral y, por fin, rezuma en los lagos, los ríos o directamente en el océano. Cuando la velocidad de caída de la lluvia es mayor que la capacidad del suelo para absorberla, el agua adicional fluye sobre la superficie en lagos y corrientes, un proceso denominado **escorrentía.** Gran parte del agua que se infiltra o se escurre acaba por encontrar la manera de volver a la atmósfera por medio de la evaporación desde el suelo, los lagos y las corrientes. Además, una parte del agua que se infiltra en el suelo es absorbida por las plantas, que después la liberan a la atmósfera. Este proceso se denomina **transpiración** (*trans* = a través; *spiro* = respirar).



▲ **Figura 16.2** Balance del agua en la Tierra. Cada año, la energía solar evapora alrededor de 320.000 kilómetros cúbicos de agua de los océanos, mientras que la evaporación en los continentes (incluidos lagos y corrientes) contribuye con 60.000 kilómetros cúbicos de agua. De este total de 380.000 kilómetros cúbicos de agua, unos 284.000 kilómetros cúbicos caen de nuevo en el océano, y los 96.000 kilómetros cúbicos restantes caen en la superficie terrestre. De estos 96.000 kilómetros cúbicos, sólo 60.000 se evaporan desde el continente, dejando 36.000 kilómetros cúbicos de agua que erosionan el terreno durante su viaje de vuelta a los océanos.

Cada año, un campo de cultivo puede transpirar una cantidad de agua equivalente a una capa de 60 centímetros de profundidad sobre todo el campo. La misma superficie con árboles puede bombear el doble de esta cantidad a la atmósfera. Dado que no podemos distinguir claramente entre la cantidad de agua que se evapora y la cantidad que es transpirada por las plantas, se suele utilizar el término **evapotranspiración** para definir el efecto combinado.

Cuando la precipitación cae en áreas muy frías (a latitudes o elevaciones altas) el agua no puede infiltrarse, correr o evaporarse inmediatamente. En cambio, entra a formar parte de un campo de nieve o de un glaciar. De esta manera los glaciares almacenan grandes cantidades de agua sobre el terreno. Si los glaciares actuales se derritieran y liberasen el agua que tienen almacenada, el nivel del mar se elevaría varias decenas de metros en todo el mundo y sumergiría muchas áreas costeras densamente pobladas. Como veremos en el Capítulo 18, en los últimos dos millones de años, se han formado y derretido en varias ocasiones inmensos casquetes continentales, cambiando en cada ocasión el equilibrio del ciclo hidrológico.

En la Figura 16.2 se muestra también el *balance hidrológico* general de la Tierra, o el volumen de agua que pasa al año por cada parte del ciclo. La cantidad de vapor de agua que hay en el aire es tan sólo una diminuta fracción del abastecimiento de agua total de la Tierra. Pero las cantidades absolutas que son recicladas a través de la atmósfera en el período de un año son inmensas: unos 380.000 kilómetros cúbicos. Según los cálculos, en Norteamérica las corrientes de aire en movimiento transportan casi seis veces más agua que todos los ríos del continente.

Es importante saber que el ciclo hidrológico está en equilibrio. Dado que el vapor de agua total de la atmósfera permanece aproximadamente igual, la precipitación anual media sobre la Tierra debe ser igual a la cantidad de agua evaporada. Sin embargo, si se consideran juntos todos los continentes, la precipitación excede a la evaporación. A la inversa, sobre los océanos, la evaporación supera a la precipitación. Dado que el nivel de los océanos mundiales no está disminuyendo, el sistema debe estar en equilibrio.

El trabajo erosivo llevado a cabo por unos 36.000 kilómetros cúbicos de agua que fluyen anualmente desde el

continente hasta el océano es enorme. Arthur Bloom lo describió acertadamente como sigue:

> La altura continental media es de unos 823 metros por encima del nivel del mar… Si suponemos que los 36.000 kilómetros cúbicos de agua de escorrentía anual fluyen pendiente abajo una media de 823 metros, puede calcularse la energía mecánica potencial del sistema. Potencialmente, la escorrentía de todos los continentes generará continuamente casi 9×10^9 kW. Si toda esta energía se utilizara para erosionar el terreno, sería comparable a tener… un rascador impulsada por caballos o pala trabajando en un trozo de tierra de 3 acres, día y noche, todo el año. Por supuesto, una gran parte de la energía potencial de la escorrentía se pierde como calor de fricción por el flujo turbulento y las salpicaduras del agua*.

Aunque sólo un pequeño porcentaje de la energía de las aguas de escorrentía se utiliza para erosionar la superficie, estas últimas constituyen *el agente más importante que esculpe la superficie de la Tierra*.

En resumen, el ciclo hidrológico representa la circulación continua del agua de los océanos a la atmósfera, de la atmósfera a los continentes y, desde los continentes, de vuelta al mar. El desgaste de la superficie terrestre se atribuye en gran medida a la última de estas etapas, a la que está dedicado fundamentalmente el resto de este capítulo.

Las aguas de escorrentía

Aunque hemos dependido siempre en gran medida de las corrientes de agua, su origen nos resultó esquivo durante siglos. No fue hasta el siglo XVI cuando nos dimos cuenta de que las corrientes de agua eran abastecidas por la escorrentía superficial y por las aguas subterráneas, las cuales, en último término, tenían su origen en la lluvia y en la nieve.

El agua de escorrentía fluye inicialmente por el suelo en finas y extensas láminas en lo que se denomina apropiadamente **escorrentía en lámina.** La cantidad de agua que discurre de esta manera, en vez de hundirse en el suelo, depende de la **capacidad de infiltración** del suelo. La capacidad de infiltración está controlada por muchos factores, entre ellos: (1) la intensidad y la duración de la precipitación; (2) el estado de humedad previo del suelo; (3) la textura del suelo; (4) la pendiente del terreno, y (5) la naturaleza de la cubierta vegetal. Cuando el suelo se satura, comienza la escorrentía en lámina como una capa de tan sólo unos milímetros de grosor. Después de fluir como una lámina fina no confinada durante una corta distancia, los hilos de corriente suelen desarrollarse y empiezan a formarse pequeños canales denominados **acanaladuras** transportando el agua a una corriente.

El resto de este capítulo se concentrará en la parte del ciclo hidrológico en la cual el agua se desplaza en cauces o canales de corriente. La discusión abordará fundamentalmente las corrientes de las regiones húmedas. Las corrientes son también importantes en los paisajes áridos, pero esa cuestión se examinará en el Capítulo 19: «Desiertos y vientos».

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN…

¿Cuál es la diferencia entre una corriente y un río?

En el uso común, estos términos implican el tamaño relativo (un río es más grande que una corriente, y ambos son más grandes que un riachuelo o un arroyo). Sin embargo, en Geología no es así: la palabra corriente se utiliza para designar un flujo canalizado de cualquier tamaño, desde un riachuelo pequeño hasta el río más extraordinario. Es importante observar que aunque los términos río y corriente a veces se utilizan indistintamente, el término río suele preferirse al describir una gran corriente en la que fluyen varios afluentes.

Flujo de corriente



Corrientes de aguas superficiales
▼ Características de las corrientes

El agua puede fluir de dos maneras: como **flujo laminar** o como **flujo turbulento.** Cuando el movimiento es laminar, las partículas de agua fluyen en trayectorias rectas que son paralelas al cauce. Las partículas de agua se mueven corriente abajo sin mezclarse. Por el contrario, cuando el flujo es turbulento, el agua se mueve de una manera confusa y errática, que a menudo se caracteriza por la presencia de remolinos turbulentos.

La velocidad de la corriente es un factor fundamental que determina si el flujo va a ser laminar o turbulento. El flujo laminar sólo es posible cuando el agua se mueve muy lentamente a través de un cauce suave. Si la velocidad aumenta o el canal se vuelve abrupto, el flujo laminar cambia a flujo turbulento. El movimiento del agua en las corrientes suele ser lo bastante rápido como para que el flujo sea turbulento. El movimiento pluridireccional del flujo turbulento erosiona el cauce de la corriente y mantiene suspendido el sedimento dentro del

* *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms* (Englewood Cliffs, N. J.: Prentice Hall, 1978), pág. 97.

agua, de manera que pueda ser transportado corriente abajo, con gran eficacia.

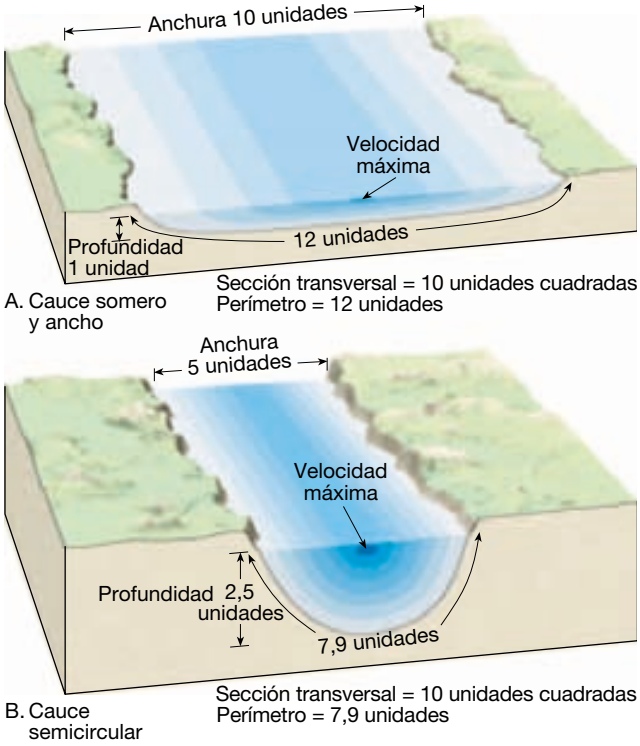
El agua que fluye se abre camino hacia el mar bajo la influencia de la gravedad. Algunas corrientes perezosas fluyen a una velocidad inferior a 1 kilómetro por hora, mientras que en algunos rápidos pueden superar los 30 kilómetros por hora. Las velocidades se determinan en estaciones de medición, que hacen determinaciones en varios puntos a través del cauce del río y luego se calcula la media. Esto se hace porque la velocidad del movimiento del agua no es uniforme dentro del cauce de una corriente. Cuando el cauce es recto, las mayores velocidades se producen en el centro, justo por debajo de la superficie (Figura 16.3). Aquí es donde la fricción es menor. Las velocidades mínimas se encuentran a lo largo de los lados y en el fondo (lecho) del cauce, donde la fricción es siempre mayor. Cuando el cauce de una corriente tiene curvas o es tortuoso, el flujo más rápido no se encuentra en el centro. En cambio, la zona de velocidad máxima se desvía hacia el lado externo de cada recodo. Como veremos más tarde, esta desviación desempeña un papel importante en la erosión del cauce en ese lado.

La capacidad de una corriente para erosionar y transportar material está directamente relacionada con su velocidad. Variaciones incluso ligeras de velocidad pueden inducir cambios significativos en la carga de sedimento que el agua puede transportar. Varios factores determinan la velocidad de una corriente y, por consiguiente, controlan la cantidad de trabajo erosivo que una corriente puede llevar a cabo. Entre esos factores se cuentan: (1) el gradiente; (2) la forma, el tamaño y la irregularidad del cauce, y (3) el caudal.

Gradiente y características del cauce

Por supuesto, uno de los factores más obvios que controlan la velocidad de la corriente es el **gradiente,** o pendiente, de un cauce fluvial. El gradiente se expresa normalmente como la caída vertical de una corriente a lo largo de una distancia dada. Los gradientes varían considerablemente de una corriente a otra, así como a lo largo del curso de una corriente determinada.

Zonas bajas del río Mississippi, por ejemplo, tienen gradientes de 10 centímetros por kilómetro y menores. Sólo a modo de comparación, algunos cauces de corrientes de montaña empinados disminuyen de elevación a un ritmo de más de 40 metros por kilómetro, es decir, con un desnivel 400 veces más abrupto que el del bajo Mississippi. Cuanto mayor sea la inclinación del gradiente, mayor será la energía disponible para el flujo de la corriente. Si dos corrientes son idénticas en todos los aspectos, excepto en el gradiente, la corriente con el gradiente más elevado tendrá obviamente la mayor velocidad.



▲ **Figura 16.3** Influencia de la forma del cauce sobre la velocidad. **A.** En este cauce somero y ancho la corriente se mueve más despacio que en el cauce semicircular debido a la mayor fricción por arrastre. **B.** La sección transversal de este cauce semicircular es el mismo que el de la parte A, pero tiene menos agua en contacto con su cauce y, por consiguiente, menos fricción por arrastre. Por tanto, el agua fluirá más deprisa en el canal B, si permanecen igual todos los demás factores. **C.** El U. S. Geological Survey recogen registros continuos de la altura y el caudal en más de 7.000 estaciones de aforo en Estados Unidos. Las velocidades medias se determinan mediante las mediciones procedentes de varios puntos a través de la corriente. Esta estación se encuentra en Río Grande, al sur de Taos, Nuevo México. (Foto de E. J. Tarbuck.) **D.** Molinete hidráulico utilizado para medir la velocidad de la corriente en una estación de aforo.

La *forma transversal* de un canal determina la cantidad de agua que estará en contacto con el cauce y, por tanto, afecta a la fricción por arrastre. El cauce más eficaz es aquel cuya área transversal tiene el menor perímetro. En la Figura 16.3 se comparan dos formas de cauce. Aunque el área transversal de los dos es idéntica, la forma semicircular tiene menos agua en contacto con el cauce y, por consiguiente, menos fricción por arrastre. Como consecuencia, si todos los demás factores son iguales, el agua fluirá con mayor rapidez en el cauce semicircular.

El tamaño y la irregularidad del cauce afectan también a la cantidad de fricción. Un aumento del tamaño del cauce reduce el radio del perímetro con respecto al área transversal y, por consiguiente, aumenta la eficacia del flujo. El efecto de la irregularidad es obvio. Un canal liso propicia un flujo más uniforme, mientras que un canal irregular lleno de enormes piedras crea suficiente turbulencia como para retrasar significativamente el movimiento hacia delante de la corriente.

Caudal

El **caudal** de una corriente es la cantidad de agua que atraviesa un determinado punto en una unidad de tiempo concreta. Suele medirse en metros cúbicos por segundo. El caudal se determina multiplicando el área transversal de una corriente por su velocidad:

$$\text{caudal } (m^3/\text{segundo}) = \text{anchura del cauce (m)} \times \text{profundidad del cauce (m)} \times \text{velocidad (m/segundo)}$$

En la Tabla 16.1 se enumeran los ríos más grandes del mundo en términos de caudal. El mayor de Norteamérica, el Mississippi, tiene un caudal medio de 17.300 m^3 por segundo. Aunque esto es una enorme cantidad de agua, queda no obstante empequeñecida por el extraordinario Amazonas, el río más grande del mundo. Drenando un área que es casi las tres cuartas partes del tamaño de Estados Unidos y con una media de unos 200 centímetros de lluvia al año, el Amazonas tiene un caudal 12 veces superior al del Mississippi. De hecho, se ha calculado que la fluencia del Amazonas constituye alrededor del 15 por ciento del total de agua dulce que descargan en el océano todos los ríos del mundo. ¡Su descarga de tan sólo un día abastecería las necesidades de agua de la ciudad de Nueva York durante 9 años!

Los caudales de la mayoría de los ríos distan mucho de ser constantes. Esto se debe a variables como las precipitaciones y el deshielo. Cuando cambia el caudal, los factores indicados antes deben cambiar también. Cuando aumenta el caudal, la anchura o la profundidad del cauce deben incrementarse o el agua debe fluir más rápidamente, o debe cambiar alguna combinación de esos factores. De hecho, las determinaciones demuestran que cuando aumenta la cantidad de agua de una corriente, la anchura, profundidad y velocidad aumentan de una manera ordenada (Figura 16.4). Para manejar el agua adicional, la corriente aumentará el tamaño de su cauce ensanchándolo y profundizándolo. Como vimos antes, cuando el tamaño del cauce aumenta, hay una cantidad proporcionalmente menor de agua en contacto con el lecho y las riberas del cauce. Esto significa que se reduce la fricción, que actúa retrasando el flujo. Cuanto menor sea la fricción, con mayor rapidez fluirá el agua.

Cambios de corriente arriba a corriente abajo

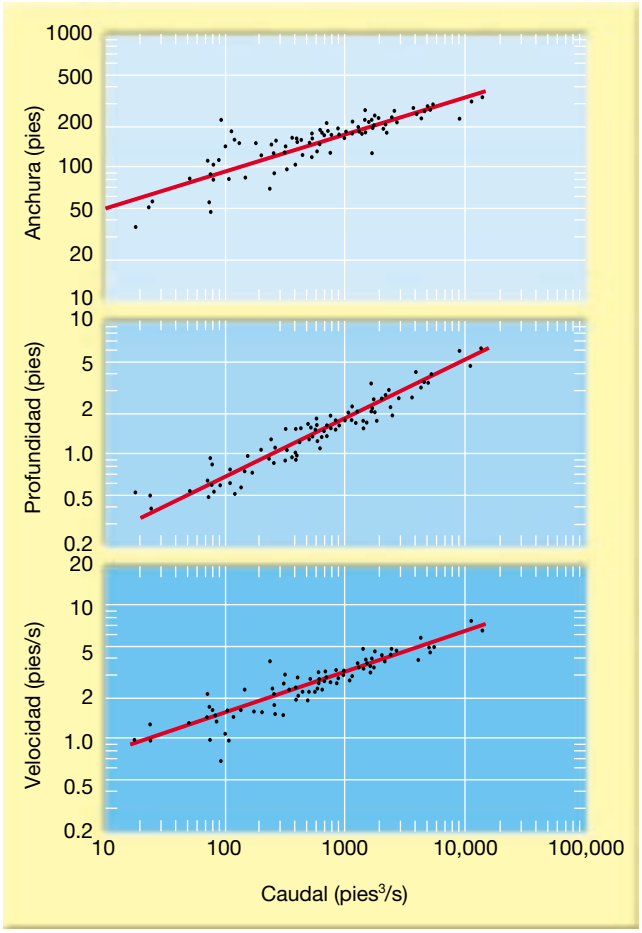


Corrientes de aguas superficiales
▼ Características de las corrientes

Una forma útil de estudiar una corriente de agua es examinar su **perfil longitudinal.** Dicho perfil es simplemente una sección de una corriente desde su área de origen

Tabla 16.1 Los ríos más largos del mundo clasificados por caudal

Calificación	Río	País	Cuenca (Kilómetros cuadrados)	Caudal medio (Metros cúbicos por segundo)
1	Amazonas	Brasil	5.778.000	212.400
2	Congo	Zaire	4.014.500	39.650
3	Changiang	China	1.942.500	21.800
4	Brahmaputra	Bangladesh	935.000	19.800
5	Ganges	India	1.059.300	18.700
6	Yenisei	Rusia	2.590.000	17.400
7	Mississippi	Estados Unidos	3.222.000	17.300
8	Orinoco	Venezuela	880.600	17.000
9	Lena	Rusia	2.424.000	15.500
10	Paraná	Argentina	2.305.000	14.900



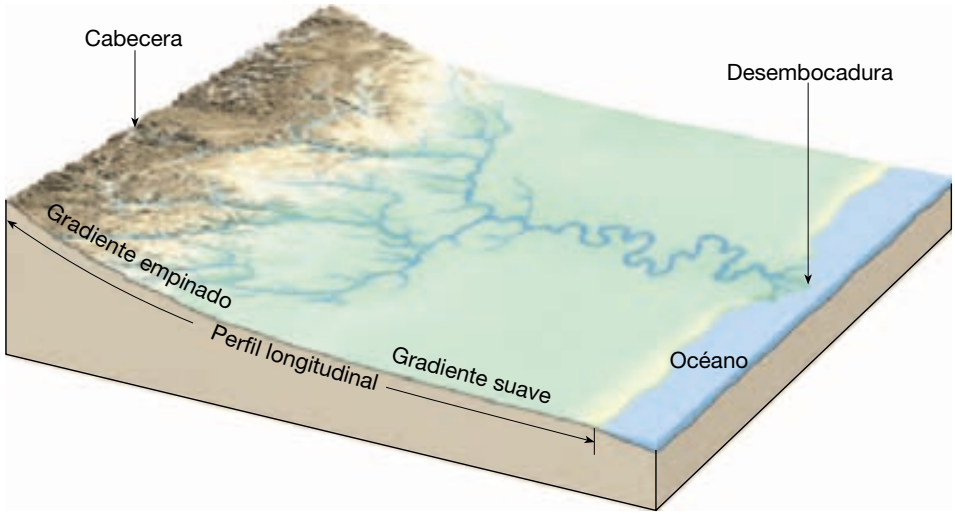
▲ **Figura 16.4** Relación entre la anchura, la profundidad y la velocidad con el caudal del río Powder en Locate, Montana. Conforme aumenta el caudal, lo hacen de una manera ordenada la anchura, la velocidad y la profundidad. (Tomado de L. B. Leopold y Thomas Maddock, Jr., U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 1953.)

denominada **cabecera** hasta su **desembocadura,** el punto aguas abajo donde el río se vacía en otro cuerpo acuoso. Examinando la Figura 16.5, se puede ver que la característica más obvia de un perfil longitudinal típico es un gradiente decreciente constante desde la cabecera hasta la desembocadura. Aunque existen muchas irregularidades locales, el perfil general es una suave curva cóncava en sentido ascendente.

El perfil longitudinal muestra que el gradiente disminuye corriente abajo. Para ver cómo cambian otros factores en la misma dirección, deben hacerse observaciones y medidas. Los datos recogidos en estaciones de aforo sucesivas a lo largo del río, demuestran que el caudal aumenta hacia la desembocadura. Esto no debería pillarnos de sorpresa, porque, a medida que descendemos corriente abajo, cada vez más afluentes aportan agua al cauce principal. En el caso del Amazonas, por ejemplo, unos 1.000 afluentes se unen al río principal a lo largo de su curso, de 6.500 kilómetros, a través de Suramérica.

Además, en la mayoría de las regiones húmedas se está añadiendo continuamente más agua procedente del agua subterránea. Debido a ello, deben cambiar la anchura, la profundidad y la velocidad en respuesta al mayor volumen de agua transportada por la corriente. De hecho, se ha demostrado que los cambios corriente abajo de esas variables varían de una manera similar a lo que ocurre cuando aumenta el caudal en un lugar; es decir, aumentan de manera sistemática la anchura, la profundidad y la velocidad.

El aumento observado de la velocidad media corriente abajo contradice nuestras impresiones intuitivas relativas a las corrientes montañosas, turbulentas y salvajes, y a la placidez y anchura de los ríos de las tierras bajas. La corriente de montaña tiene velocidades turbulen-



◀ **Figura 16.5** El perfil longitudinal es un corte a lo largo de la longitud de una corriente fluvial. Obsérvese la curva cóncava hacia arriba del perfil, con un gradiente más inclinado corriente arriba y un gradiente más suave corriente abajo.

tas instantáneas mucho más elevadas, pero el agua se desplaza en vertical, en lateral y de hecho corriente arriba en algunos casos. Por tanto, la velocidad media del flujo puede ser inferior en un río plácido y ancho, que «fluye pausadamente» con mucha eficacia y bastante menos turbulencia.

En la región de la cabecera, donde el gradiente es más empinado, el agua debe fluir en un cauce relativamente pequeño y a menudo lleno de grandes piedras. El pequeño cauce y el lecho escarpado crean gran fricción e inhibición del movimiento enviando el agua en todas direcciones con casi tanto movimiento aguas arriba como aguas abajo. Sin embargo, conforme se avanza corriente abajo, el material del lecho de la corriente se hace mucho más pequeño, ofreciendo menos resistencia al flujo, y la anchura y la profundidad del cauce aumentan hasta acomodarse al mayor caudal. Estos factores, en especial un cauce más ancho y más profundo, permiten que el agua fluya más libremente y, por consiguiente, con mayor rapidez.

En resumen, hemos visto que hay una relación inversa entre gradiente y caudal. Donde el gradiente es alto, el caudal es pequeño y donde el caudal es grande, el gradiente es pequeño. Dicho de otra manera, una corriente puede mantener una velocidad más elevada cerca de su desembocadura aun cuando tenga un gradiente menor que corriente arriba debido al mayor caudal, al mayor cauce y al lecho más suave.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

El parte meteorológico de la zona donde vivo suele incluir información sobre la elevación del río que atraviesa la región. ¿Qué es exactamente la «elevación»?

Es una de las mediciones básicas realizadas en cada una de las más de 7.000 estaciones de aforo de Estados Unidos. La elevación es simplemente la altura del agua superficial en relación con un punto de referencia fijado arbitrariamente. La medición suele realizarse en una estación de aforo. Esta estructura está formada por un pozo excavado a lo largo de la orilla del río con un armazón a su alrededor que protege el equipo que se encuentra en su interior. El agua entra o sale a través de una o más tuberías que permiten que el agua del pozo ascienda o descienda al mismo nivel que el río. El equipo de registro de la estación de aforo registra el nivel del agua del pozo (la altura del río). Luego se puede acceder a los datos registrados por vía telefónica o éstos pueden ser transmitidos por satélite. Los datos se utilizan para publicar advertencias de inundación, entre otras cosas.

Nivel de base y corrientes en equilibrio

En 1875, John Wesley Powell, el geólogo pionero que exploró por primera vez el Gran Cañón y luego dirigió el U. S. Geological Survey, introdujo el concepto de que hay un límite hacia abajo para la erosión de la corriente fluvial, que se denomina **nivel de base.** Aunque la idea es relativamente obvia, no deja de ser un concepto clave en el estudio de la actividad de la corriente. El nivel de base se define como la menor elevación a la cual una corriente puede profundizar su cauce. En esencia, es el nivel al cual una corriente desemboca en el océano, un lago u otra corriente. El nivel de base explica el hecho de que la mayoría de los perfiles de las corrientes tenga gradientes bajos cerca de sus desembocaduras, porque las corrientes se aproximan a la elevación por debajo de la cual no pueden erosionar sus lechos. Powell reconoció que existen dos tipos de nivel de base:

> Podemos considerar el nivel del mar como un nivel de base principal, por debajo del cual las tierras secas no pueden ser erosionadas; pero podemos tener también, para propósitos locales o transitorios, otros niveles de base de erosión*.

Al nivel del mar, al cual Powell denominó «nivel de base principal», se le conoce ahora como **nivel de base absoluto.** Los **niveles de base locales** o **temporales** son los lagos, las capas de roca resistentes y muchas corrientes fluviales que actúan como niveles de base para sus afluentes. Todos tienen la capacidad de limitar una corriente a un cierto nivel.

Por ejemplo, cuando una corriente entra en un lago, su velocidad se aproxima rápidamente a cero y cesa su capacidad de erosionar. Por tanto, el lago evita que la corriente erosione por debajo de su nivel en cualquier punto corriente arriba del lago. Sin embargo, dado que la desembocadura del lago puede producir erosión descendente y drenar el lago, este último representa sólo un impedimento transitorio a la capacidad de la corriente para erosionar su cauce. De una manera similar, la capa de roca resistente del borde de la catarata de la Figura 16.6 actúa como un nivel de base temporal. Hasta que no se elimine el resalte de roca dura, éste limitará la cantidad de erosión vertical corriente arriba.

Cualquier cambio del nivel de base provocará el reajuste correspondiente en las actividades de las corrientes de agua. Cuando se construye una presa a lo largo del curso de una corriente, el pantano que se forma detrás eleva el nivel de base de la corriente (Figura 16.7). Aguas arriba

* *Exploration of the Colorado River of the West* (Washington, D.C.: Institución Smithsoniana, 1875), pág. 203.

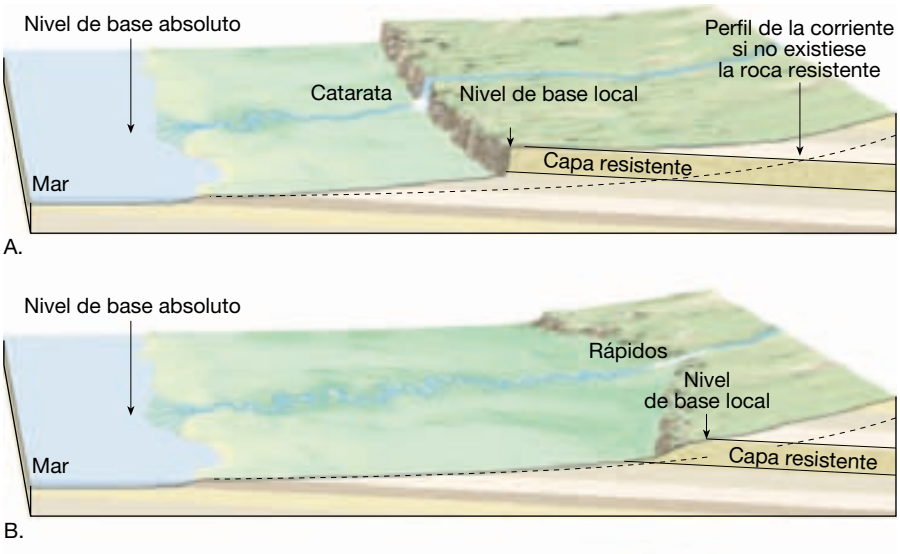


Figura 16.6 Una capa resistente de roca puede actuar como un nivel de base local (temporal). Dado que la capa más duradera se erosiona más despacio, limita la cantidad de erosión en la vertical corriente arriba.

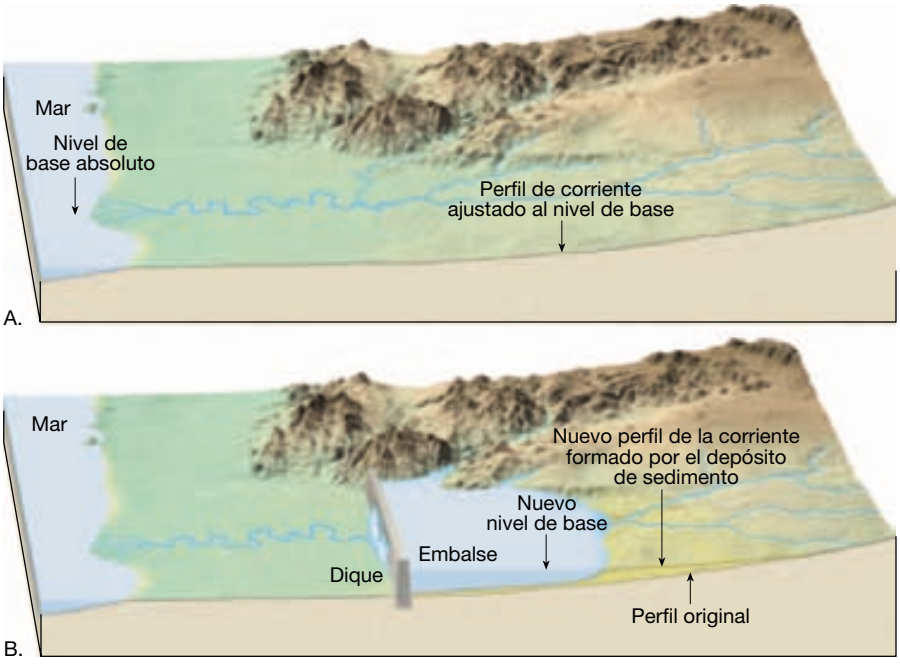


Figura 16.7 Cuando se construye un dique y se forma un embalse, el nivel de base de la corriente se eleva. Esto reduce la velocidad de la corriente e induce el depósito y la reducción del gradiente corriente arriba del embalse.

del pantano, el gradiente de la corriente se reduce, disminuyendo su velocidad y, por consiguiente, su capacidad transportadora de sedimentos. La corriente, ahora incapaz de transportar toda su carga, depositará material, elevando con ello su cauce. Este proceso continúa hasta que la corriente vuelve a tener un gradiente suficiente para transportar su carga. El perfil del nuevo cauce sería similar al del antiguo, excepto en que sería algo más elevado.

Si, por otra parte, el nivel de base se redujera, ya fuera por elevación del terreno o por una caída del nivel del mar, la corriente se reajustaría de nuevo. La corriente, ahora por encima del nivel de base, tendría un exceso de energía y erosionaría su cauce para establecer un equilibrio con su nuevo nivel de base. La erosión progresaría primero cerca de la desembocadura, luego actuaría corriente arriba hasta que el perfil de la corriente de agua se ajustara a lo largo de toda su longitud.

La observación de que las corrientes ajustan su perfil a los cambios del nivel de base indujo el concepto de corriente en equilibrio. Una **corriente en equilibrio** tiene la pendiente correcta y otras características de cauce necesarias para mantener precisamente la velocidad necesaria para transportar el material que se le suministra. Como promedio, un sistema en equilibrio no erosiona ni deposita el material, simplemente lo transporta. Una vez que una corriente ha alcanzado este estado de equilibrio, se convierte en un sistema autorregulador en el cual un cambio de una característica produce un ajuste de las otras para contrarrestar el efecto. Refiriéndonos de nuevo a nuestro ejemplo de una corriente que se ajusta a una reducción de su nivel de base, la corriente no sería en equilibrio mientras estuviera erosionando su nuevo cauce, pero alcanzaría este estado después de que hubiera cesado la erosión por abordamiento.

Erosión de las corrientes fluviales

Las corrientes erosionan sus cauces de tres maneras: recogiendo los granos débilmente consolidados, mediante abrasión y por disolución. La última de ellas es con mucho la menos significativa. Aunque se produce algo de erosión por la disolución del lecho de roca soluble y los derrubios del cauce, la mayoría del material disuelto en una corriente procede de los flujos de entrada del agua subterránea.

Como vimos antes, cuando el flujo del agua es turbulento, el agua hace remolinos. Cuando un remolino es lo suficientemente fuerte, puede desalojar partículas del cauce y recogerlas en el agua en movimiento. De esta manera, la fuerza de las aguas corrientes erosiona los materiales poco consolidados del lecho y los márgenes de la corriente. Cuanto más fuerte sea la corriente, con mayor eficacia recogerá los granos. En algunos casos, el agua es empujada a través de grietas y planos de estratificación con la suficiente fuerza como para recoger en sentido estricto trozos de roca del lecho del cauce.

La observación de una corriente fangosa demuestra que las corrientes de agua pueden recoger y transportar derrubios. Sin embargo, no es tan obvio que una corriente sea capaz de erosionar la roca sólida de una manera similar al papel de lija. Exactamente igual a como los granos del papel de lija pueden desgastar un trozo de madera, la arena y la grava transportadas por una corriente erosionan un cauce de roca. Muchos desfiladeros de laderas empinadas atraviesan la roca sólida porque el incesante bombardeo de partículas contra el lecho y los márgenes de un cauce sirven como testimonio de su fuerza erosiva. Además, los granos de sedimento se gastan también por sus muchos impactos con el cauce y entre sí. Por tanto, arañando, frotando y golpeando, la abrasión erosiona el cauce de roca y alisa y redondea simultáneamente los granos que desgastan.

Rasgos geológicos comunes en los lechos de algunos ríos son depresiones redondeadas conocidas como **pilancones** o **marmitas de gigante,** que se crean por la acción abrasiva de los granos que giran en torbellinos de rápido movimiento. El movimiento rotacional de la arena y los cantos rodados actúa como un taladro que orada los agujeros. Conforme los granos se van desgastando hasta desaparecer, se ven sustituidos por otros nuevos que continúan el taladro del lecho de la corriente. Finalmente pueden producirse depresiones suaves de varios metros de diámetro y exactamente igual de profundas.

Transporte del sedimento por las corrientes

Las corrientes son el agente erosivo más importante de la Tierra. No sólo tienen la capacidad de excavar sus cauces, sino que también pueden transportar enormes cantidades de sedimento producido por meteorización. Aunque la erosión del cauce de una corriente aporta cantidades significativas de material para el transporte, con mucho la mayor cantidad de sedimento transportada por una corriente procede de los productos de la meteorización. La meteorización produce cantidades tremendas de material que son liberadas a la corriente por la escorrentía en lámina, los procesos gravitacionales y el agua subterránea.

Las corrientes transportan su carga de sedimentos de tres maneras: (1) en solución (**carga disuelta**); (2) en suspensión (**carga suspendida**), y (3) a lo largo del fondo del cauce (**carga de fondo**). Veamos ahora cada una de ellas.

Carga disuelta

La mayor porción de la carga disuelta transportada por la mayoría de las corrientes es suministrada por el agua subterránea. Cuando el agua atraviesa el terreno, lo primero que adquiere son los componentes solubles del suelo. A medida que profundiza más a través de grietas y poros del lecho de roca subyacente, puede disolver más materia mineral. Por último, gran parte de esta agua, rica en minerales, llega a las corrientes fluviales.

La velocidad del flujo de la corriente no tiene, en esencia, efecto alguno sobre la capacidad de la corriente para transportar su carga disuelta. Una vez disuelto, el material va adonde quiera que vaya la corriente, con independencia de la velocidad. Se produce precipitación sólo cuando cambia la composición química del agua.

La cantidad de material transportado en solución es muy variable y depende de factores como el clima y el contexto geológico. Normalmente, la carga disuelta se expresa como partes de material disuelto por partes de millón de agua (partes por millón, o ppm). Aunque algunos ríos pueden tener una carga disuelta de 1.000 ppm o más, la cifra media para los ríos de todo el mundo se calcula entre 115 y 120 ppm. Las corrientes suministran a los océanos casi 4 millones de toneladas métricas de material disuelto al año.

Carga suspendida

La mayoría de las corrientes (pero no todas) transporta la mayor parte de su carga en *suspensión*. De hecho, la nube visible de sedimento suspendido en el agua es la porción más obvia de la carga de una corriente. Normalmente sólo los granos del tamaño de la arena fina, el limo y la arcilla pueden ser transportados de esta manera, pero durante la época de las inundaciones se transportan también partículas mayores. También durante esta época de las inundaciones, la cantidad total de material transportado en suspensión aumenta de manera notable, como pueden verificarlo las personas cuyos hogares se han convertido en los centros de sedimentación de este material. Durante la época de las inundaciones, se dice que el río Huanghe (río Amarillo) de China transporta una cantidad de sedimento igual en peso al agua que lleva. Ríos como éste se describen apropiadamente como «demasiado densos para beber pero demasiado tenues para cultivar».

El tipo y la cantidad de material transportado en suspensión están controlados por dos factores: la velocidad del agua y la velocidad de sedimentación de cada grano de sedimento. La **velocidad de sedimentación** se define como la velocidad a la cual cae una partícula a través de un fluido inmóvil. Cuanto mayor sea la partícula, más deprisa se dirige al lecho de la corriente. Además del tamaño, la forma y el peso específico de los granos influyen también en la velocidad de sedimentación. Los granos planos se hunden en el agua más despacio que los esféricos, y los granos densos caen hacia el fondo más deprisa que los granos menos densos. Cuanto más lenta sea la velocidad de sedimentación y más fuerte la turbulencia, más tiempo permanecerá en suspensión una partícula de sedimento y más lejos será transportada corriente abajo por el flujo del agua.

Carga de fondo

Una parte de la carga de material sólido de una corriente consiste en sedimento demasiado grande para ser transportado en suspensión. Estos granos más gruesos se mueven a lo largo del fondo de la corriente y constituyen la *carga de fondo* (Figura 16.8). En términos de trabajo erosivo realizado por una corriente, la acción de molienda de la carga de fondo es de gran importancia.

Los granos que constituyen la carga de fondo se mueven a lo largo del mismo mediante rodamiento, deslizamiento y saltación. El sedimento que se mueve por **saltación** (*saltare* = saltar) parece saltar o brincar a lo largo del lecho de la corriente. Esto ocurre cuando los granos son propulsados hacia arriba por las colisiones o levantados por la corriente y luego transportados corriente abajo una corta distancia hasta que la gravedad los empuja de nuevo hacia el lecho de la corriente. Los granos que son demasiado grandes o densos para moverse por saltación o bien ruedan o se deslizan a lo largo del fondo, según sus formas.

A diferencia de las cargas suspendidas o disueltas, que están constantemente en movimiento, la carga de



▲ **Figura 16.8** Aunque la carga de fondo de muchos ríos consiste en arena, la de esta corriente está constituida por cantos rodados grandes que se ven fácilmente durante los períodos de descenso del nivel de agua. Durante las inundaciones, las rocas aparentemente inmóviles de este cauce ruedan a lo largo del lecho de la corriente. El grano de tamaño máximo que una corriente puede mover viene determinada por la velocidad del agua. (Foto de E. J. Tarbuck.)

fondo está en movimiento sólo de manera intermitente, cuando la fuerza del agua es suficiente para mover los granos más grandes. La carga de fondo no suele superar el 10 por ciento de la carga total de una corriente, aunque en unas pocas puede constituir hasta el 50 por ciento de la carga total. Por ejemplo, consideremos la distribución de los 750 millones de toneladas de material transportado al golfo de México por el río Mississippi cada año. De este total, se calcula que aproximadamente el 67 por ciento es transportado en suspensión, el 26 por ciento en solución y el 7 por ciento restante como carga de fondo. Los cálculos sobre la carga de fondo de una corriente deben considerarse con cautela, sin embargo, porque esta fracción de la carga es muy difícil de medir con precisión. La carga de fondo no sólo es más inaccesible que las cargas suspendidas y disueltas, sino que se mueve fundamentalmente durante períodos de inundación cuando el fondo de un cauce de una corriente es más difícil de estudiar.

Capacidad y competencia

La aptitud de una corriente para transportar partículas sólidas suele describirse utilizando dos criterios. En primer lugar, la carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar se denomina **capacidad.** Cuanto mayor es la cantidad de agua que fluye en una corriente (caudal), mayor es la capacidad de la corriente para arrastrar el sedimento. En segundo lugar, la **competencia** de una corriente indica el tamaño de grano máximo que una corriente puede transportar. La velocidad de una corriente determina su competencia: cuanto más fuerte es el flujo, más grandes son los granos que puede transportar en suspensión y como carga de fondo.

Como regla general, la competencia de una corriente aumenta en un valor igual al cuadrado de su velocidad. Por tanto, si la velocidad de una corriente se duplica, la fuerza del impacto del agua aumenta cuatro veces. Si la velocidad se triplica, la fuerza aumenta nueve veces, y así sucesivamente. Por consiguiente, los grandes cantos rodados visibles a menudo durante una etapa de nivel de agua bajo y que parecen inmóviles pueden, de hecho, ser transportados durante las etapas de inundación, debido al aumento de la competencia de la corriente (Figura 16.8).

Ahora debemos aclarar por qué se producen durante las inundaciones la erosión y el transporte de sedimentos más intensos. El aumento del caudal se traduce en una mayor capacidad; el aumento de la velocidad produce una mayor competencia. Con el aumento de la velocidad, el agua se vuelve más turbulenta, y se ponen en movimiento partículas cada vez más grandes. En el curso de tan sólo unos pocos días, o quizá sólo unas pocas horas, en una etapa de inundación, una corriente puede erosionar y transportar más sedimento que durante meses de flujo normal.

Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales

Siempre que la velocidad de una corriente disminuye, su competencia se reduce, y los granos de sedimento se depositan en un orden definido por tamaños. A medida que el flujo de la corriente disminuye por debajo de la velocidad de sedimentación crítica de una partícula determinada, empieza a depositarse el sedimento de esa categoría. Por tanto, el transporte de la corriente proporciona un mecanismo por medio del cual se separan los granos sólidos de diversos tamaños. Este proceso, denominado **selección,** explica por qué los granos de tamaño similar se depositan juntos.

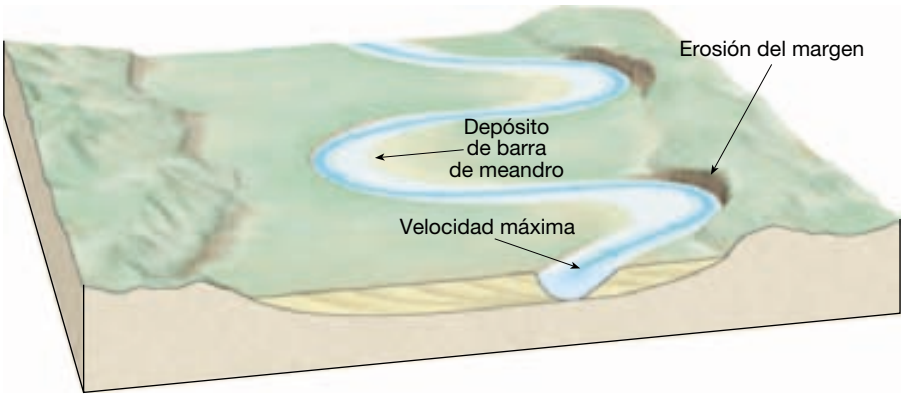
El material bien seleccionado típicamente depositado por una corriente de agua se denomina **aluvión,** término general utilizado para definir los sedimentos depositados por una corriente fluvial. Muchos rasgos deposicionales diferentes están compuestos por aluvión. Algunos de esos rasgos pueden encontrarse dentro de los cauces de los ríos, algunos aparecen en el suelo de los valles adyacentes a los cauces y otros en la desembocadura de la corriente.

Depósitos de canal

A medida que un río transporta el sedimento hacia el mar, algo del material puede depositarse dentro del cauce. Los depósitos de canal están compuestos la mayoría de las veces por arena y grava, los componentes más gruesos de la carga de una corriente, a los que se suele denominar como **barras.** Sin embargo, son sólo elementos transitorios, ya que el material será recogido de nuevo por el agua corriente y transportado más lejos corriente abajo. Por fin, la mayor parte del material será transportada a su destino último: el océano.

Las barras de arena y grava pueden formarse en una gran cantidad de situaciones. Por ejemplo, son comunes allí donde las corrientes fluyen en una serie de recodos, denominados *meandros.* Conforme la corriente fluye alrededor de un recodo, la velocidad del agua en la parte exterior aumenta, lo que induce erosión en ese punto. Al mismo tiempo, en la parte interior del meandro, el agua va más despacio, lo que hace que algo de la carga de sedimento se deposite. Cuando esos depósitos se producen en el punto interno del recodo, se denominan **barras de meandro** (Figura 16.9). Dicho con más precisión, esos depósitos se describirían mejor como «acumulaciones de arena y grava en forma de cuarto creciente».

A veces una corriente deposita materiales en el fondo de su canal. Si esas acumulaciones se vuelven lo suficientemente gruesas como para obstruir el cauce, obligan



◀ **Figura 16.9** Cuando una corriente forma meandros, su zona de máxima velocidad se desvía hacia el margen externo. Una barra de meandro se deposita cuando el agua del interior de un meandro disminuye de velocidad. Erosionando el margen externo y depositando material en el interno de un recodo, una corriente es capaz de desviar su cauce.

a la corriente a dividirse y seguir varios caminos. La consecuencia es una red compleja de canales convergentes y divergentes que se abren camino entre las barras. Debido a que esos canales tienen una apariencia entrelazada, se dice que la corriente es **anastomosada** (Figura 16.10). Los modelos anastomosados se forman con mucha más frecuencia cuando la carga suministrada a una corriente supera su competencia o su capacidad. Esto puede ocurrir bajo diversas circunstancias: (1) si un afluente con más gradiente y turbulencia entra en una corriente principal, su carga de



▲ **Figura 16.10** Corriente anastomosada atascada con sedimentos cerca de la superficie de un glaciar en fusión. (Foto de Bradford Washburn.)

fondo rocosa puede depositarse en el punto de confluencia porque la velocidad desciende de manera abrupta; (2) también se puede proporcionar una carga excesiva cuando se precipitan en un cauce los derrubios procedentes de pendientes estériles durante un intenso chaparrón; (3) puede haber exceso de carga al final de un glaciar donde el sedimento erosionado por el hielo se descarga de golpe en una corriente de agua fundida que fluye alejándose del glaciar.

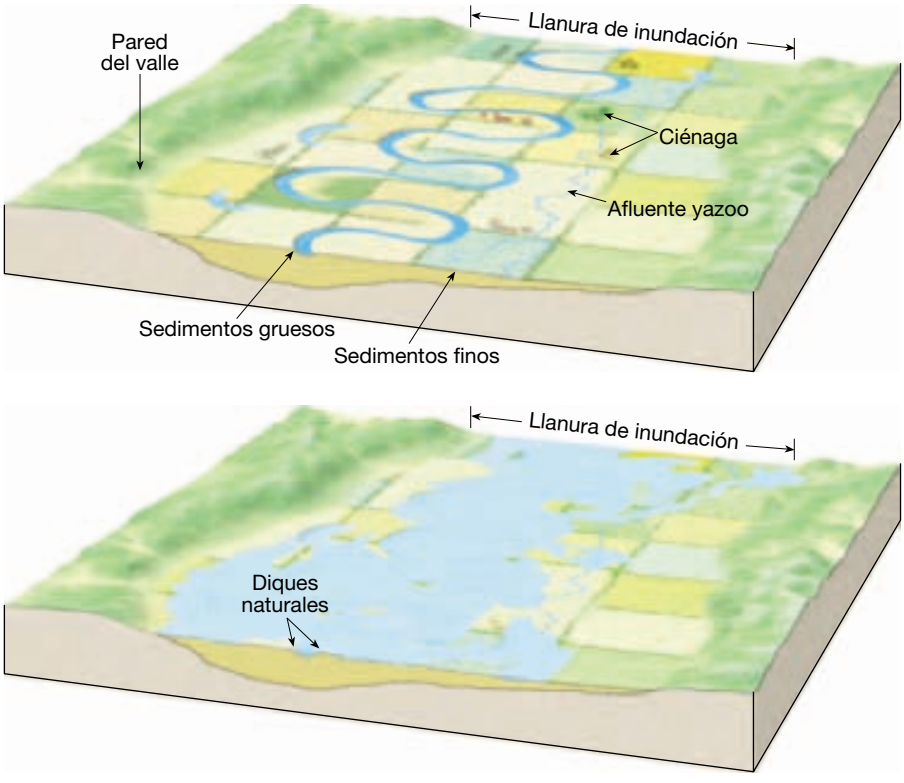
Las corrientes anastomosadas se forman también cuando hay un descenso abrupto del gradiente o del caudal de la corriente. La última situación puede producirse como consecuencia de una disminución de las precipitaciones en el área drenada por la corriente. También se produce habitualmente cuando la corriente abandona un área húmeda, donde tiene muchos afluentes, y entra en una región seca, con pocos afluentes. En este caso, la pérdida de agua por evaporación e infiltración en el cauce se traduce en una disminución del caudal.

Depósitos de llanura de inundación

Como su propio nombre indica, una **llanura de inundación** es la parte de un valle que se anega durante una inundación. Casi todas las corrientes están flanqueadas por llanuras de inundación. Aunque algunas son elementos impresionantes del paisaje, que abarcan muchos kilómetros, otras tienen una anchura modesta de tan sólo unos pocos metros. Si hiciéramos un muestreo del aluvión que cubre una llanura de inundación, encontraríamos que consiste, en parte, en arenas gruesas y gravas que fueron depositadas originalmente como barras de meandro por los meandros que se desviaron lateralmente a través del suelo del valle. Otros sedimentos estarán compuestos por arenas finas, limos y arcillas que se diseminaron a través de la llanura de inundación cuando el agua desbordó su cauce durante la etapa de inundación.

Los ríos que ocupan valles con suelos amplios y planos a veces crean formas denominadas **diques naturales** que flanquean el cauce de la corriente. Los diques naturales se forman como consecuencia de inundaciones sucesivas a lo largo de muchos años. Cuando una corriente se desborda por sus márgenes, anegando la llanura de inundación, el agua fluye sobre la superficie como una amplia lámina. Debido a que un modelo de flujo de este tipo reduce significativamente la velocidad y la turbulencia del agua, la porción más gruesa de la carga suspendida se deposita en franjas que bordean el cauce. Conforme el agua se va expandiendo sobre la llanura de inundación, se van depositando cantidades cada vez menores de sedimentos cada vez más finos sobre el suelo del valle. Esta distribución no uniforme del material produce la pendiente suave, casi imperceptible, del dique natural (Figura 16.11).

Los diques naturales del bajo Mississippi se elevan seis metros por encima de las porciones inferiores del suelo del valle. El área situada por detrás del dique está



▶ **Figura 16.11** Los diques naturales son estructuras de pendiente suave creadas por inundaciones repetidas. Dado que cerca del cauce de la corriente el terreno es más alto que la llanura de inundación adyacente, se desarrollan ciénagas y afluentes yazoo.

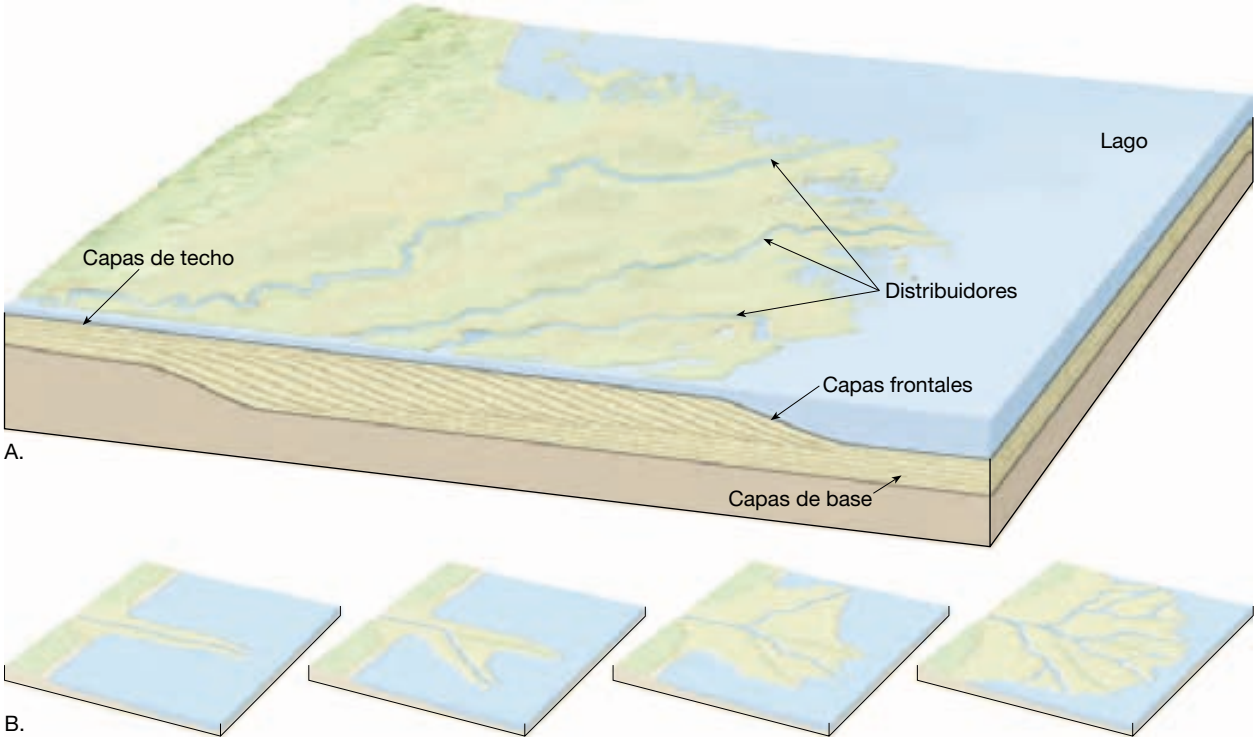
característicamente poco drenada por la razón obvia de que el agua no puede fluir hacia el río, por encima del dique. A menudo se produce un tipo de pantano denominado **ciénaga.** Cuando un afluente entra en un valle que tiene importantes diques naturales, quizá no sea capaz de abrirse camino hacia el cauce principal. Por consiguiente, el afluente puede fluir por la ciénaga en paralelo al río principal durante muchos kilómetros antes de atravesar el dique natural y unirse a él. Estas corrientes se denominan **afluentes yazoo,** debido al río Yazoo, que corre en paralelo al bajo Mississippi durante más de 300 kilómetros.

Abanicos aluviales y deltas

Dos de las formas del terreno más comunes compuestas por aluviones son los abanicos aluviales y los deltas. A veces son de forma similar y se depositan esencialmente por la misma razón: una pérdida abrupta de competencia en una corriente fluvial. La distinción fundamental entre ellos es que los abanicos aluviales se depositan en tierra mientras que los deltas se depositan en un cuerpo de agua. Además, los abanicos aluviales pueden ser bastante abruptos, mientras que los deltas son relativamente planos, sobresaliendo escasamente por encima del nivel de la superficie del océano o lago en el cual se formaron.

Abanicos aluviales Los **abanicos aluviales** se desarrollan normalmente donde una corriente fluvial de gradiente alto abandona un valle estrecho en terrenos montañosos y sale súbitamente a una llanura amplia y llana o a un fondo de valle. Los abanicos aluviales se forman como respuesta a la caída abrupta del gradiente, que se combina con un cambio de posición y tamaño del cauce, de un cauce estrecho, de una corriente de montaña, a cauces menos confinados situados en la base de las montañas. La caída súbita de velocidad hace que la corriente libere rápidamente su carga de sedimento en una acumulación que tiene forma clara de cono o abanico. La superficie del abanico se inclina hacia fuera siguiendo un amplio arco desde un ápice situado en la desembocadura del escarpado valle. Normalmente, el material grueso se deposita cerca del ápice del abanico, mientras que el material más fino es transportado hacia la base del depósito. Como vimos en el Capítulo 15, los cañones escarpados de las regiones áridas son lugares fundamentales para los flujos de derrubios. Por consiguiente, debe esperarse que muchos abanicos aluviales de éstas áreas tengan depósitos de flujos de derrubios intercalados con el aluvión.

Deltas Al contrario que un abanico aluvial, el **delta** se forma cuando una corriente entra en un océano o un lago. En la Figura 16.12A se muestra la estructura de un delta



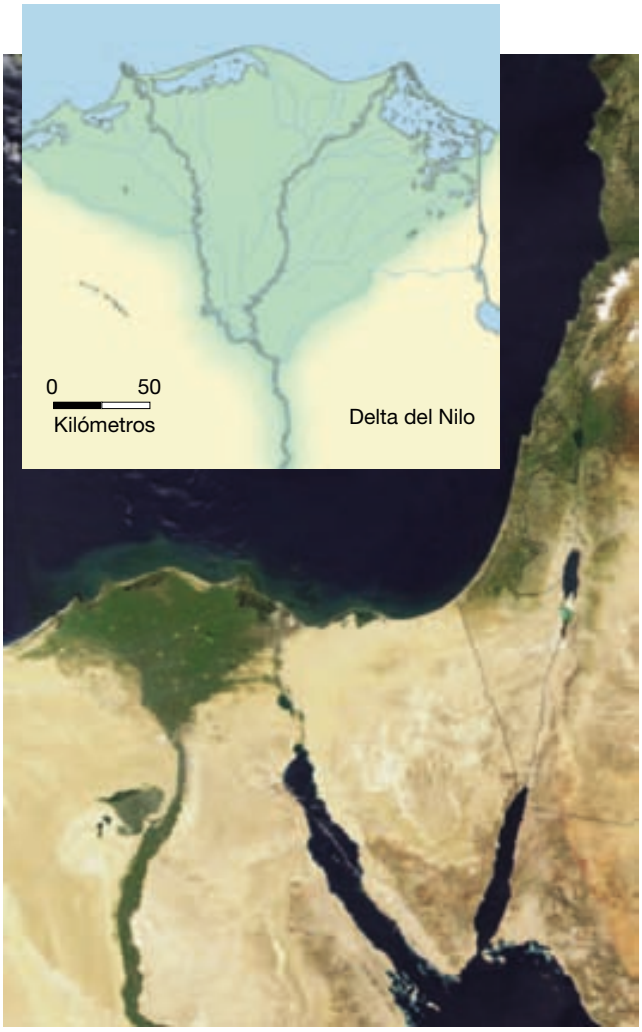
▲ **Figura 16.12** **A.** Estructura de un delta simple que se forma en las aguas relativamente tranquilas de un lago. **B.** Crecimiento de un delta simple. Conforme una corriente amplía su cauce, el gradiente se reduce. Frecuentemente, durante la etapa de inundación, el río se desvía a una ruta de mayor gradiente, formando un nuevo distribuidor. Los antiguos distribuidores abandonados son gradualmente invadidos por la vegetación acuática y rellenos con sedimentos. (Tomado de Ward's Natural Science Establishment, Inc., Rochester, N.Y.)

simple que podría formarse en las aguas relativamente tranquilas de un lago. A medida que se va desacelerando el movimiento del agua al entrar en el lago, la corriente deposita su carga de sedimentos. Estos sedimentos aparecen en tres tipos de capas. Las *capas frontales* están compuestas por partículas más gruesas que se depositan casi inmediatamente al entrar en el lago para formar estratos con pendiente descendente en el sentido de la corriente desde el frente del delta. Las capas frontales suelen estar cubiertas por *capas de techo* horizontales y delgadas que se depositan durante los períodos de inundación. Los limos y arcillas más finos se sedimentan a cierta distancia desde la desembocadura en capas casi horizontales denominadas *capas de base.*

Conforme el delta va creciendo, el gradiente de la corriente disminuye continuamente. Esta circunstancia acaba induciendo la obstrucción del cauce con sedimentos procedentes del agua de movimiento lento. Como consecuencia, el río busca una vía más corta y de gradiente más elevado al del nivel de base, como se ilustra en la Figura 16.12B. Esta ilustración muestra cómo el cauce principal se divide en varios cauces más pequeños, denominados **distribuidores**. La mayoría de los deltas se caracteriza por estas desviaciones del cauce que actúan de una manera opuesta a la de los afluentes. En vez de transportar agua al cauce principal, los distribuidores transportan el agua desde el cauce principal, siguiendo varios caminos, hasta el nivel de base. Después de numerosas desviaciones del cauce, el delta simple puede crecer hasta adquirir la forma triangular de la letra griega delta (Δ), a la cual debe su nombre (Figura 16.13). Obsérvese, sin embargo, que muchos deltas no exhiben esta forma. Las diferencias de configuración de las líneas de costa, y variaciones en la naturaleza y la fuerza de la actividad de las olas, producen muchas formas diferentes.

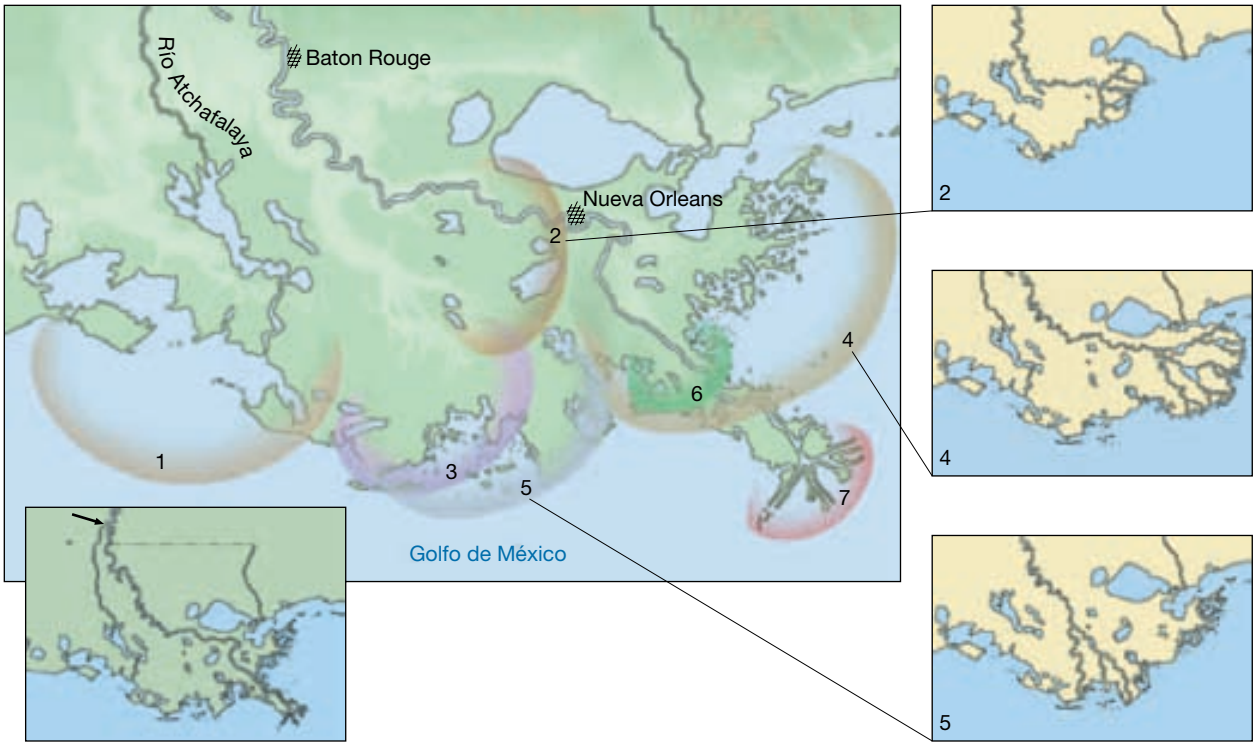
Aunque los deltas que se forman en el océano exhiben generalmente la misma forma básica que los accidentes simples depositados en los lagos que se acaban de describir, la mayoría de los grandes deltas marinos son bastante más complejos y tienen capas frontales que están inclinadas según ángulos mucho menores que los mostrados en la Figura 16.12A. De hecho, muchos de los grandes ríos del mundo han creado deltas impresionantes, cada uno con sus propias peculiaridades y ninguno tan simple como el mostrado en la Figura 16.12B.

El delta del Mississippi Muchos grandes ríos tienen deltas que se extienden a lo largo de miles de kilómetros cuadrados. El delta del río Mississippi es uno de ellos. Se produjo por la acumulación de enormes cantidades de sedimentos derivados de la gran región drenada por el río y sus afluentes. En la actualidad, Nueva Orleans descansa donde hubo océano hace menos de 5.000 años. En la



▲ **Figura 16.13** Las formas de los deltas varían y dependen de factores como la carga de sedimento de un río y la fuerza y la naturaleza de los procesos costeros. La forma triangular del delta del Nilo fue la base para dar nombre a este elemento morfológico. En la imagen de satélite, el delta y las zonas bien regadas adyacentes al río Nilo destacan en un fuerte contraste con el desierto circundante del Sáhara. (NASA/GSFC/METI/ERSDAC/JAROS, y Equipo Científico ASTER de Estados Unidos/Japón.)

Figura 16.14 se muestra la porción del Mississippi que se ha acumulado durante los últimos 5.000 a 6.000 años. Como se ilustra en la figura, el delta es realmente una serie de siete subdeltas reunidos. Cada uno se formó cuando el río abandonó el cauce existente entonces para encontrar una vía más corta y más directa al golfo de México. Los subdeltas se entrelazan y se cubren parcialmente unos a otros para producir una estructura muy compleja. También se observa en la Figura 16.14 que, después de que cada porción fue abandonada, la erosión costera modificó el delta. El subdelta actual, denominado delta *en pata de pájaro*, debido a la configuración de sus



▲ **Figura 16.14** Durante los últimos 5.000 a 6.000 años, el Mississippi ha construido una serie de siete subdeltas coalescentes. El número indica el orden en el cual se depositaron los subdeltas. El actual delta en pata de pájaro (número 7) representa la actividad de los últimos 500 años. Sin los esfuerzos humanos, el curso actual cambiaría y seguiría la vía del río Atchafalaya. El recuadro de la izquierda muestra el punto donde el Mississippi puede romper algún día (flecha) y acortar su camino al golfo de México. (Tomado de C. R. Kolb y J. R. Van Lopik.)

distribuidores, ha sido acumulado por el Mississippi en los últimos 500 años.

En la actualidad, este delta activo se ha extendido lo más lejos que las fuerzas de la naturaleza le han permitido. De hecho, durante muchos años el río ha estado luchando por atravesar un estrecho cuello de tierra y desviar su curso al del río Atchafalaya (*véase* inserto de la Figura 16.14). Si llegara a ocurrir esto, el Mississippi abandonaría su camino de 500 kilómetros más bajo a favor de la ruta de 225 kilómetros, mucho más corta, del Atchafalaya. Desde principios de los años 40 hasta finales de la década de los 50, una porción creciente del caudal del Mississippi se desvió a este nuevo camino, lo que indica que el río estaba listo para desviarse y empezar a construir un nuevo subdelta.

Para evitar este acontecimiento y conseguir que el Mississippi siguiera su curso actual, se levantó una estructura en forma de dique en el lugar por donde el cauce estaba intentando atravesar. Las inundaciones de principios de los años 70 debilitaron la estructura de control, y el río amenazó de nuevo con desviarse hasta que se completó un dique auxiliar a mediados de 1980. Con el paso del tiempo, al menos se ha evitado lo inevitable, y el río Mississippi continuará fluyendo por Baton Rouge y Nueva Orleans en su camino hacia el golfo de México (*véase* Recuadro 16.1).

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Sabemos que todos los ríos transportan sedimentos, pero ¿tienen deltas todos los ríos?

Sorprendentemente, no. Las corrientes que transportan grandes cargas de sedimentos pueden carecer de deltas en sus desembocaduras porque las olas oceánicas y las corrientes potentes redistribuyen con rapidez el material justo cuando éste es depositado (el río Colombia en el noroeste del Pacífico es un ejemplo de este fenómeno). En otros casos, los ríos no transportan las cantidades suficientes de sedimentos como para formar un delta. El río San Lorenzo, por ejemplo, tiene pocas posibilidades de recoger sedimentos entre el lago Ontario y su desembocadura en el golfo de San Lorenzo.



Recuadro 16.1 ▶ El hombre y el medio ambiente

Las zonas húmedas costeras desaparecen del delta del Mississippi

Las zonas húmedas costeras se forman en ambientes protegidos como las ciénagas, los bajos mareales, las marismas costeras y los brazos pantanosos. Son ricos en vida silvestre y proporcionan suelos ricos en vida microscópica e importantes paradas intermedias para las aves acuáticas y migratorias, así como zonas de desove y hábitat valiosos para los peces.

El delta del río Mississippi en Louisiana contiene alrededor de un 40 por ciento de todas las zonas húmedas costeras de los 48 estados inferiores. Las zonas húmedas de Louisiana están protegidas de la acción de los huracanes y las tormentas invernales gracias a unas islas barrera situadas enfrente de la costa. Tanto las zonas húmedas como las islas protectoras se han formado como consecuencia del desvío del río Mississippi durante los últimos 7.000 años.

La dependencia de las zonas húmedas costeras de Louisiana del río Mississippi y sus afluentes como fuente directa de sedimentos y agua dulce los hace vulnerables a los cambios en el sistema fluvial. Además, la dependencia con respecto de las islas barrera para la protección de las olas causadas por las tormentas convierte las zonas húmedas costeras en estructuras vulnerables cuando estas islas estrechas del litoral se erosionan.

En la actualidad, las zonas húmedas costeras de Louisiana están desapareciendo a una velocidad alarmante. Aunque Louisiana contiene el 40 por ciento de las zonas húmedas de los 48 estados inferiores, representa el 80 por ciento de la pérdida de zonas húmedas. Según el U. S. Geological Survey, Louisiana perdió casi 5.000 kilómetros cuadrados de zona costera entre 1932 y 2000. El estado continúa perdiendo entre 65 y 91 kilómetros cuadrados cada año. A esta velocidad, desaparecerán otros 1.800 a 4.500 kilómetros cuadrados bajo el golfo de México el año 2050*. El cambio climático global podría aumentar la gravedad del problema porque la ascensión del nivel del mar y las tormentas tropicales más fuertes acelerarían las velocidades de la erosión de la costa**.

¿Por qué están disminuyendo las zonas húmedas de Louisiana? La respuesta es doble: el *cambio natural* y la *actividad humana*. En primer lugar, el delta del Mississippi y sus zonas húmedas están cambiando naturalmente de manera continua. Conforme los sedimentos se acumulan y forman el delta en una zona, la erosión y la subsidencia provocan pérdidas en el resto (Figura 16.A). Cuando el río se desvía, las zonas de crecimiento y destrucción del delta también se desvían. En segundo lugar, desde que llegaron los seres humanos, la velocidad de destrucción del delta y sus zonas húmedas se ha acelerado.

Antes de que los europeos ocuparan el delta, el río Mississippi inundaba sus orillas con regularidad en las inundaciones estacionales. Las grandes cantidades de sedimentos depositadas renovaban el suelo e impedían que el delta se hundiera por



▲ **Figura 16.A** Imagen de satélite de una porción del delta del río Mississippi en mayo de 2001. La imagen cubre un área de 54 × 57 kilómetros. Durante los últimos 600 años más o menos, la corriente principal del río ha seguido su curso actual, extendiéndose al suroeste de Nueva Orleans. Durante este período, el delta avanzó hacia el interior del golfo de México a una velocidad aproximada de 10 kilómetros por siglo. (Imagen de la NASA.)

** El recuadro 20.3 «La vulnerabilidad de la costa a la elevación del nivel del mar» amplía la información sobre esta posibilidad.

* *Véase* «Louisiana's Vanishing Wetlands: Going, Going…» en *Science*, Vol. 289, 15 de septiembre de 2000, págs. 1.860-63

debajo del nivel del mar. No obstante, con la población vinieron los esfuerzos por controlar las inundaciones y el deseo de mantener y mejorar la navegación en el río. Se construyeron diques artificiales para contener el río ascendente durante el período de inundación. Con el tiempo, los diques se extendieron hasta la desembocadura del Mississippi para mantener el canal abierto para la navegación.

Los efectos han sido claros. Los diques impiden que los sedimentos y el agua dulce se dispersen en las zonas húmedas. En lugar de eso, se fuerza el río a transportar su carga hacia las aguas profundas de la desembocadura. Mientras tanto, los procesos de compactación, subsidencia y erosión de las olas continúan. Puesto que no se añaden los sedimentos suficientes como para compensar estas fuerzas, el tamaño del delta y la extensión de sus zonas húmedas disminuyen de manera gradual.

El problema ha sido agravado por una disminución de los sedimentos transportados por el Mississippi, que se ha reducido en aproximadamente el 50 por ciento durante los últimos 100 años. Una porción sustancial de la reducción es consecuencia de la retención de los sedimentos en grandes estanques creados por las presas construidas en los afluentes del Mississippi.

Otro factor que contribuye a la reducción de las zonas húmedas es el hecho de que en el delta hay 13.000 kilómetros de canales de navegación. Estas aberturas artificiales al mar permiten que las aguas saladas del golfo se adentren mucho en la tierra. La invasión del agua salada y la acción mareal provocan la extinción de las marismas.

Comprender y modificar el impacto humano es una base necesaria para cualquier plan de reducción de la pérdida de zonas húmedas en el delta del Mississippi. El U. S. Geological Survey calcula que restaurar las costas de Louisiana costará unos 14.000 millones de dólares durante los próximos 40 años. ¿Y qué ocurrirá si no se hace nada? Los funcionarios estatales y federales estiman que los costes de la inacción superarían los 100.000 millones de dólares.

Valles fluviales

Corrientes de aguas superficiales
▼ Repaso de los valles y las características relacionadas con las corrientes

Los valles son los accidentes geográficos más comunes de la superficie de la Tierra. De hecho, existen en un número tan grande que nunca se han contado, excepto en áreas limitadas utilizadas para el estudio. Antes de finalizar el siglo XIX, se creía que los valles eran creados por acontecimientos catastróficos que separaban la corteza y creaban hondonadas en las cuales las corrientes de agua podían fluir. En la actualidad, sin embargo, sabemos que, con pocas excepciones, las corrientes crean sus propios valles.

Una de las primeras afirmaciones claras de este hecho fue la realizada por el geólogo inglés, John Playfair, en 1802. En su bien conocido trabajo, *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, Playfair estableció el principio que ha acabado llamándose **la ley de Playfair:**

> Cada río parece consistir en un tronco principal, alimentado por una variedad de ramas, cada una de las cuales corre por un valle proporcional a su tamaño, y todas ellas juntas forman un sistema de valles, que se comunican unos con otros, y que tienen un ajuste tan bueno de sus declives, que ninguno de ellos se une al valle principal, ni en un nivel demasiado alto ni en uno demasiado bajo; unas circunstancias que serían definitivamente improbables si cada uno de esos valles no fuera obra del trabajo de la corriente que fluye por ellos*.

Las observaciones de Playfair no sólo fueron esencialmente correctas, sino que fueron escritas en un estilo que rara vez se alcanza en la prosa científica.

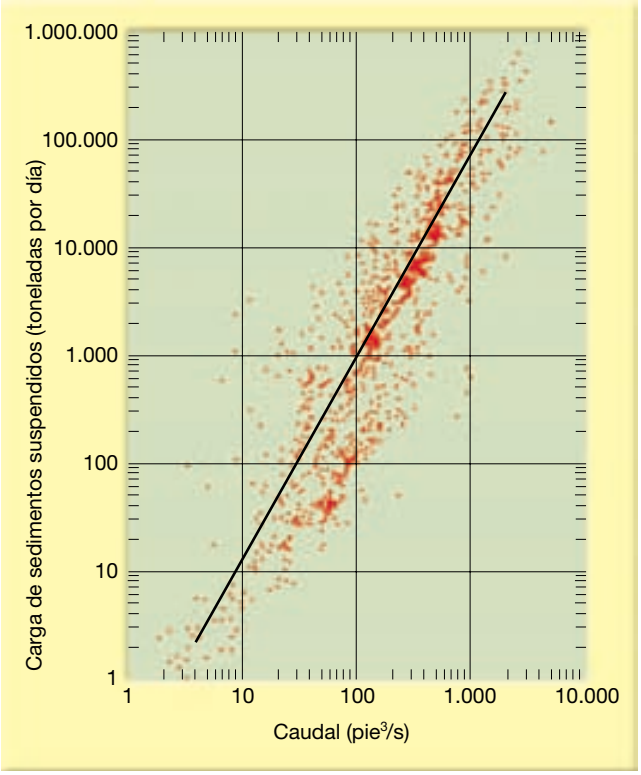
Los valles fluviales pueden dividirse en dos tipos generales: valles estrechos en forma de V y valles anchos con fondo plano. Se trata de dos formas extremas ideales, con muchas gradaciones entre ellas.

Valles estrechos

En algunas regiones áridas, donde la erosión por excavación es rápida y la meteorización lenta, y en los lugares donde la roca es particularmente resistente, los valles estrechos pueden tener paredes casi verticales. Sin embargo, la mayoría de los valles, incluso los que son estrechos en su base, tienen una anchura mucho mayor en la parte superior que la del cauce del fondo. Esto no ocurriría así si el único agente responsable de la erosión de los valles fueran las corrientes que fluyen a su través.

La forma de las paredes de la mayoría de los valles es consecuencia de la meteorización, la escorrentía en lámina y los procesos gravitacionales. Consideremos el siguiente ejemplo de este proceso. En la Figura 16.15 se muestra la relación entre la carga suspendida y el caudal de una estación de aforo del río Powder en Wyoming. Obsérvese que, conforme aumenta el caudal, lo hace la cantidad de sedimento suspendido. De hecho, el aumento

* Playfair, John. *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, Nueva York: Dover Publications, pág. 102 (edición facsímil, 1964).



▲ **Figura 16.15** Relación entre la carga suspendida y el caudal del río Powder en Arvada, Wyoming. (Tomado de L. B. Leopold y Thomas Maddock, Jr. U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 1953.)

es exponencial; es decir, si el caudal de una estación de aforo aumenta 10 veces, la carga suspendida puede aumentar en un factor de 100 o más. Las determinaciones y los cálculos han demostrado que la erosión del cauce de la corriente durante períodos de aumento de caudal puede explicar sólo una porción del sedimento adicional transportado por una corriente. Por consiguiente, gran parte del aumento de carga debe ser liberado a la corriente mediante escorrentía en lámina y procesos gravitacionales.

Un valle estrecho en forma de V indica que el trabajo fundamental de la corriente ha sido la erosión vertical hacia el nivel de base. Las características más destacadas en estos valles son los **rápidos** y las **cataratas.** Los dos se producen donde el perfil de la corriente experimenta una caída rápida, una situación normalmente producida por variaciones en la erosionabilidad del lecho de roca en el cual se está excavando el cauce de la corriente. Un lecho resistente produce un rápido al actuar como un nivel de base transitorio corriente arriba mientras continúa la erosión descendente corriente abajo. Una vez la erosión ha eliminado la roca resistente, el perfil de la corriente vuelve a suavizarse.

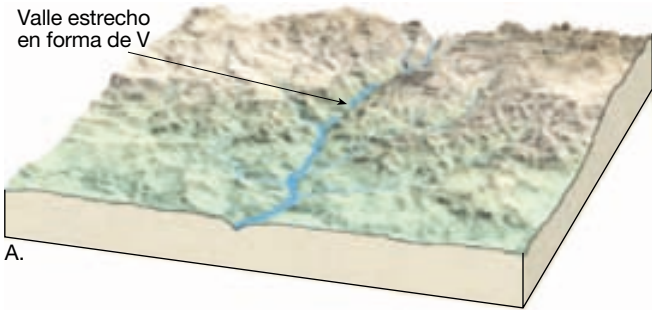
Las cataratas son lugares donde la corriente sufre una caída vertical. Son un ejemplo de cataratas las del Niágara. En este caso, las cataratas están sustentadas por un lecho resistente de dolomía situado encima de una lutita menos resistente. A medida que el agua se lanza por el borde de la catarata, erosiona la lutita, menos resistente, socavando bajo la dolomía, que acaba por romperse. De esta manera, la catarata conserva su acantilado vertical mientras que continúa retrocediendo lentamente corriente arriba. En los últimos 12.000 años, las cataratas del Niágara han retrocedido más de 11 kilómetros.

Valles anchos

Una vez que la corriente aproxima su cauce al nivel de base mediante erosión, se aproxima a una condición en equilibrio, y la erosión vertical se hace cada vez menos dominante. En este momento, la energía de la corriente se dirige más de un lado a otro. La razón de este cambio no se entiende del todo, pero probablemente la reducción del gradiente sea un factor importante. No obstante, ocurre, y la consecuencia es un ensanchamiento del valle conforme le río erosiona primero un margen y luego el otro (Figura 16.16). De esta manera, se produce el fondo de valle plano, o llanura de inundación. Éste es un nombre apropiado porque el río está confinado a su cauce, excepto durante la etapa de inundación, cuando desborda sus márgenes y anega la llanura de inundación.

Cuando un río produce erosión lateral y crea una llanura de inundación como se acaba de describir, se denomina *llanura de inundación erosiva*. Sin embargo, las llanuras de inundación pueden ser también deposicionales. Las *llanuras de inundación deposicionales* se producen por una fluctuación importante de las condiciones, como un cambio del nivel de base. La llanura de inundación del valle Yosemite de California es uno de estos accidentes; se produjo cuando un glaciar excavó el valle fluvial anterior hasta unos 300 metros de profundidad más de la que tenía antes. Después de la fusión del hielo glaciar, la corriente de agua se reajustó a su nivel de base anterior rellenando el valle con aluvión.

Las corrientes que fluyen sobre llanuras de inundación, ya sean erosivas o deposicionales, se mueven en trayectorias curvas denominadas **meandros.** El término deriva de un río del oeste de Turquía, el Menderes, que tiene un curso muy sinuoso. Una vez que empieza a formarse un recodo en el cauce, cada vez se hace mayor. Se produce erosión en el lado externo del meandro, donde la velocidad y la turbulencia son mayores. Casi siempre, el margen externo es socavado, especialmente durante los períodos de crecida. Conforme el margen empieza a adquirir una inclinación excesiva, se cae, por deslizamiento, en el cauce. Dado que el lado externo de un meandro es







◀ **Figura 16.16** Corriente que erosiona su llanura de inundación.

una zona de erosión activa, se la suele denominar zona de **retroceso de escarpe** (Figura 16.17). Muchos de los derrubios liberados por la corriente en los retrocesos de escarpe se desplazan corriente abajo y se depositan pronto como barras de meandro en zonas de menor velocidad en los interiores de los meandros. De esta manera, los meandros migran lateralmente, manteniendo la misma área transversal, erosionando el exterior de las curvas y depositándose en el interior (*véase* Figura 16.9). El crecimiento cesa cuando el meandro alcanza un tamaño crítico que viene determinado por el tamaño de la corriente. Cuanto mayor es la corriente, mayores pueden ser sus meandros.



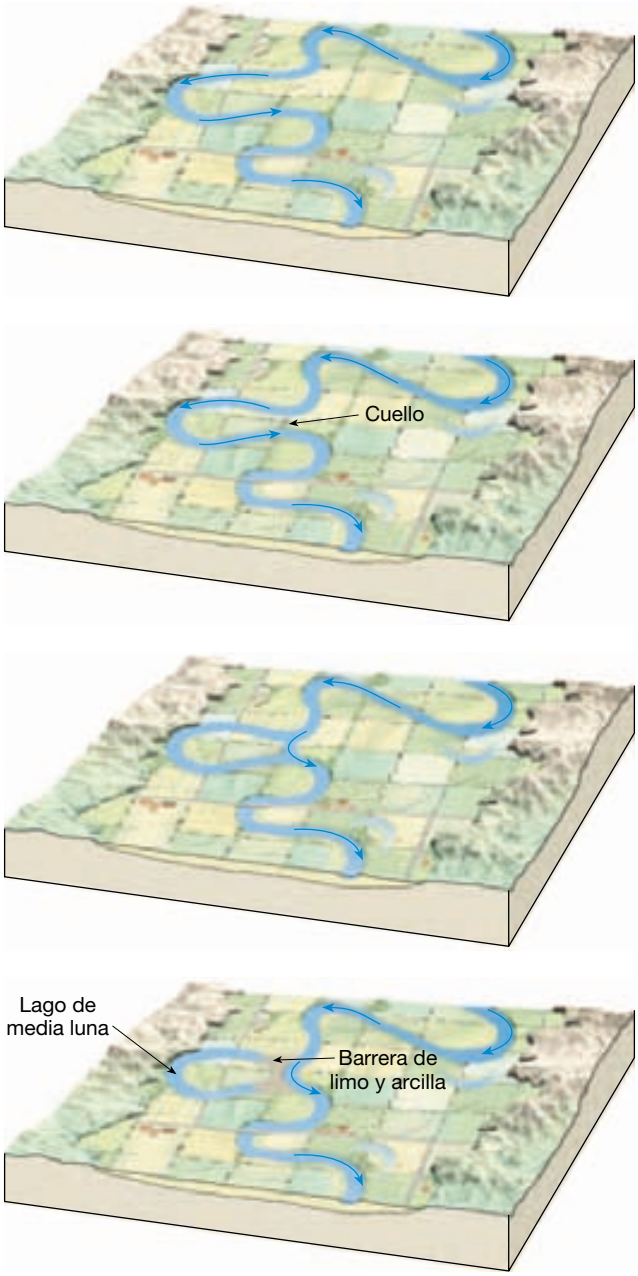
A.



B.

▲ **Figura 16.17** Erosión de una zona de retroceso de escarpe a lo largo del río Newaukum, Washington. **A.** Enero de 1965. **B.** Marzo de 1965. (Fotos de P. A. Glancy, U. S. Geological Survey.)

Debido a la pendiente del canal, la erosión es más eficaz en el lado de un meandro situado corriente abajo. Por consiguiente, además de crecer lateralmente, los recodos también migran de manera gradual hacia abajo del valle. A veces, la migración corriente abajo de un meandro se ve ralentizada cuando alcanza una porción más resistente de la llanura de inundación. Esto permite que el próximo meandro corriente arriba «lo alcance». Gradualmente el cuello de tierra comprendido entre los meandros se va estrechando. Cuando están lo bastante próximos, el río puede erosionar el estrecho cuello de tierra hasta el siguiente recodo (Figura 16.18). El nuevo segmento de cauce más corto se denomina **estrangulamiento** y, debido a su forma, el meandro abandonado se denomina **lago de media luna.** Después de un cierto período, el lago de media luna se llena con sedimento para crear una **marca de meandro.**



▲ **Figura 16.18** Formación de un estrangulamiento y un lago de media luna.

El proceso de estrangulación de un meandro tiene el efecto de acortar el río y fue descrito con humor por Mark Twain en *Vida en el Mississippi*.

> En el espacio de 176 años el bajo Mississippi se ha acortado 242 millas. Esto es la fruslería de una milla y un tercio por año. Por consiguiente, cualquier persona tranquila, que no sea ciega ni idiota, puede ver que en el viejo período Silúrico Oolítico, hace exactamente un millón de años el próximo noviembre, el bajo Mississippi estaba un millón trescientas mil millas más arriba y chocaba con el golfo de México como una caña de pescar. Y por la misma razón, cualquier persona puede ver que dentro de 742 años el bajo Mississippi sólo estará una milla y tres cuartos más lejos, y El Cairo y Nueva Orleans habrán juntado sus calles y caminarán pausadamente bajo un solo alcalde y un consejo mutuo de concejales…

Aunque los datos utilizados por Mark Twain pueden ser razonablemente precisos, intencionadamente olvidó incluir el hecho de que el Mississippi también creó muchos nuevos meandros, alargando con ello su curso en una cantidad similar. De hecho, con el crecimiento de su delta, el Mississippi es en realidad más largo, no más corto.

Meandros encajados y terrazas fluviales

Normalmente, esperamos que una corriente con un curso muy sinuoso se encuentre en una llanura de inundación en un valle amplio. Sin embargo, ciertos ríos exhiben cauces meandriformes que fluyen en valles estrechos y empinados. Estos meandros se denominan **meandros encajados** (Figura 16.19). ¿Cómo se originan esas formas?

Originalmente, es probable que los meandros se desarrollaran en la llanura de inundación de una corriente que estaba relativamente cerca del nivel de base. Luego, un cambio del nivel de base hizo que la corriente empezara a erosionar en sentido descendente. Pudo haber ocurrido uno de dos acontecimientos. O bien el nivel de base descendió o bien el terreno sobre el que fluía el río se levantó.



A.



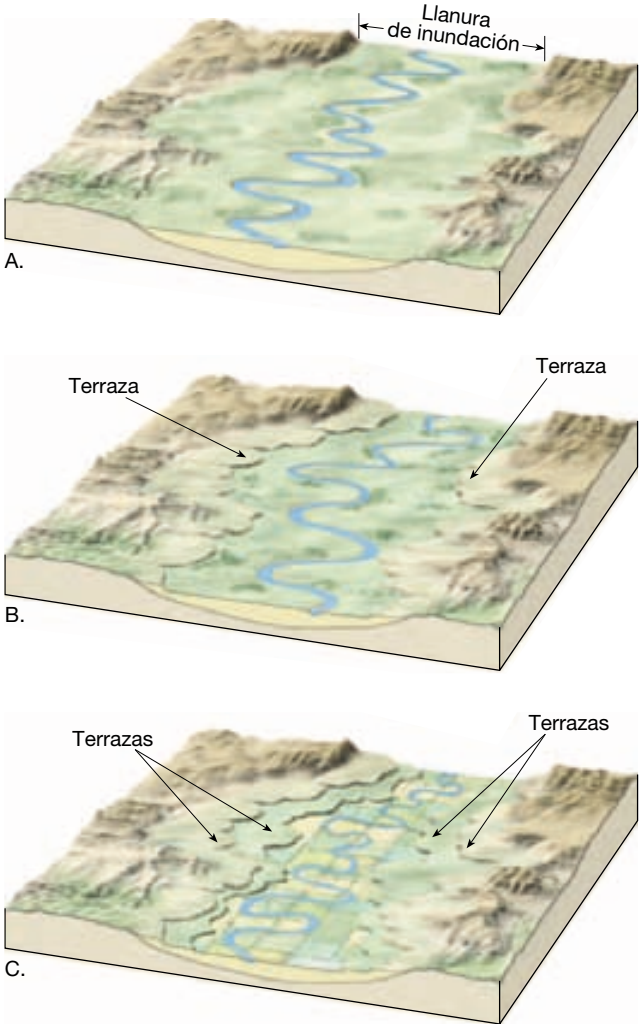
B.

▲ **Figura 16.19** **A.** Esta imagen aérea muestra los meandros encajados del río Delores en el oeste de Colorado. (Cortesía de USDA-ASCS). **B.** Una vista de cerca de los meandros encajados del río Colorado en el Parque Nacional Canyonlands, Utah. (Foto de Michael Collier.) En ambos lugares, las corrientes de curso sinuoso empezaron la erosión en la vertical debido al levantamiento de la llanura de Colorado.

Un ejemplo de la primera circunstancia sucedió durante el período glaciar cuando grandes cantidades de agua se retiraron del océano y quedaron atrapadas en glaciares sobre continentes. El resultado fue que el nivel del mar (nivel de base absoluto) descendió, haciendo que los ríos que fluían hacia el océano empezaran a erosionar excavando. Por supuesto, esta actividad cesó al final del período glaciar cuando los glaciares se fundieron y el océano se elevó hasta su nivel anterior.

El levantamiento regional del terreno es la segunda causa de los meandros encajados, y se muestrra un ejemplo en la llanura de Colorado en el suroccidente de Estados Unidos. Aquí, conforme la llanura se fue levantando de manera gradual, los ríos que tenían numerosos meandros se fueron ajustando al nivel de base mediante erosión vertical (Figura 16.19).

Después de que un río se ha ajustado a un descenso relativo del nivel de base mediante erosión vertical, puede producir de nuevo una llanura de inundación a un nivel por debajo del anterior. A veces aparecen los restos de una llanura de inundación previa en forma de superficies planas denominadas **terrazas** (Figura 16.20).



▲ **Figura 16.20** Las terrazas se pueden formar cuando una corriente produce erosión en la vertical a través de un aluvión previamente depositado. Esto puede producirse en respuesta a un descenso del nivel de base o como consecuencia de un levantamiento regional.

Redes de drenaje



Corrientes de aguas superficiales
▼ Características de las corrientes

Una corriente no es más que un pequeño componente de un sistema mayor. Cada sistema consiste en una **cuenca de drenaje,** el área de tierra que aporta agua a la corriente. La cuenca de drenaje de una corriente se separa de otra por una línea imaginaria denominada **divisoria** (Figura 16.21). El tamaño de la divisoria oscila entre un montículo que separa dos pequeños arroyos hasta divisorias continentales, que dividen continentes en enormes cuencas de drenaje. El río Mississippi tiene la mayor cuenca de drenaje de toda Norteamérica (Figura 16.22). Extendiéndose entre las Montañas Rocosas en el oeste y los Apalaches en el este, el río Mississippi y sus afluentes recogen agua de más de 3,2 millones de kilómetros cuadrados del continente.

Modelos de drenaje

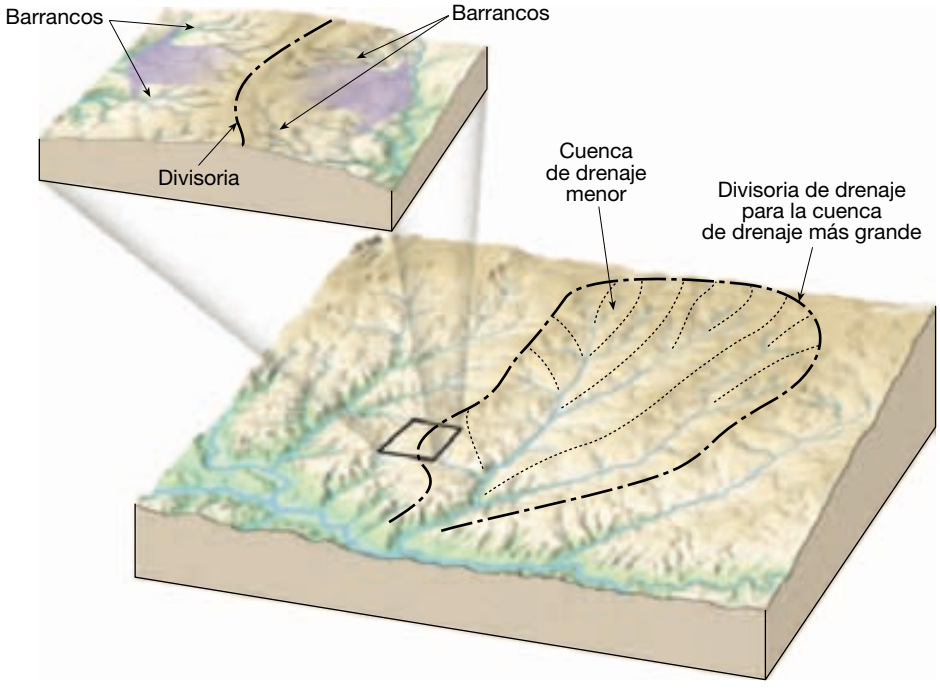
Todos los sistemas de drenaje están compuestos por una red interconectada de corrientes que, juntas, forman modelos concretos. La naturaleza de un modelo de drenaje puede variar mucho de un tipo de terreno a otro, fundamentalmente en respuesta a los tipos de rocas sobre los cuales se desarrolla la corriente o al modelo estructural de fallas y pliegues.

El modelo de drenaje encontrado con más frecuencia es el **modelo dendrítico** (Figura 16.23A). Este modelo se caracteriza por una ramificación irregular de corrientes tributarias que recuerda al modelo ramificado de un árbol caducifolio. De hecho, la palabra *dendrítico* significa «semejante a un árbol». El modelo dendrítico se forma donde el sustrato de roca subyacente es relativamente uniforme, como en estratos sedimentarios planos o rocas ígneas masivas. Dado que el material subyacente es esencialmente uniforme en su resistencia a la erosión, no controla el modelo de flujo de corriente. En cambio, el modelo viene determinado fundamentalmente por la dirección de la pendiente del terreno.

Cuando las corrientes divergen desde un área central como los radios de una rueda, se dice que el modelo es **radial** (Figura 16.23B). Este modelo se desarrolla normalmente en zonas volcánicas aisladas y en elevaciones de tipo domo.

En la Figura 16.23C se ilustra un **modelo rectangular,** con muchos recodos en ángulo recto. Este modelo se desarrolla cuando el sustrato de roca está entrecruzado por una serie de diaclasas y fallas. Dado que esas estructuras son erosionadas con más facilidad que la roca no fracturada, su modelo geométrico orienta la dirección de las corrientes a medida que excavan sus valles.

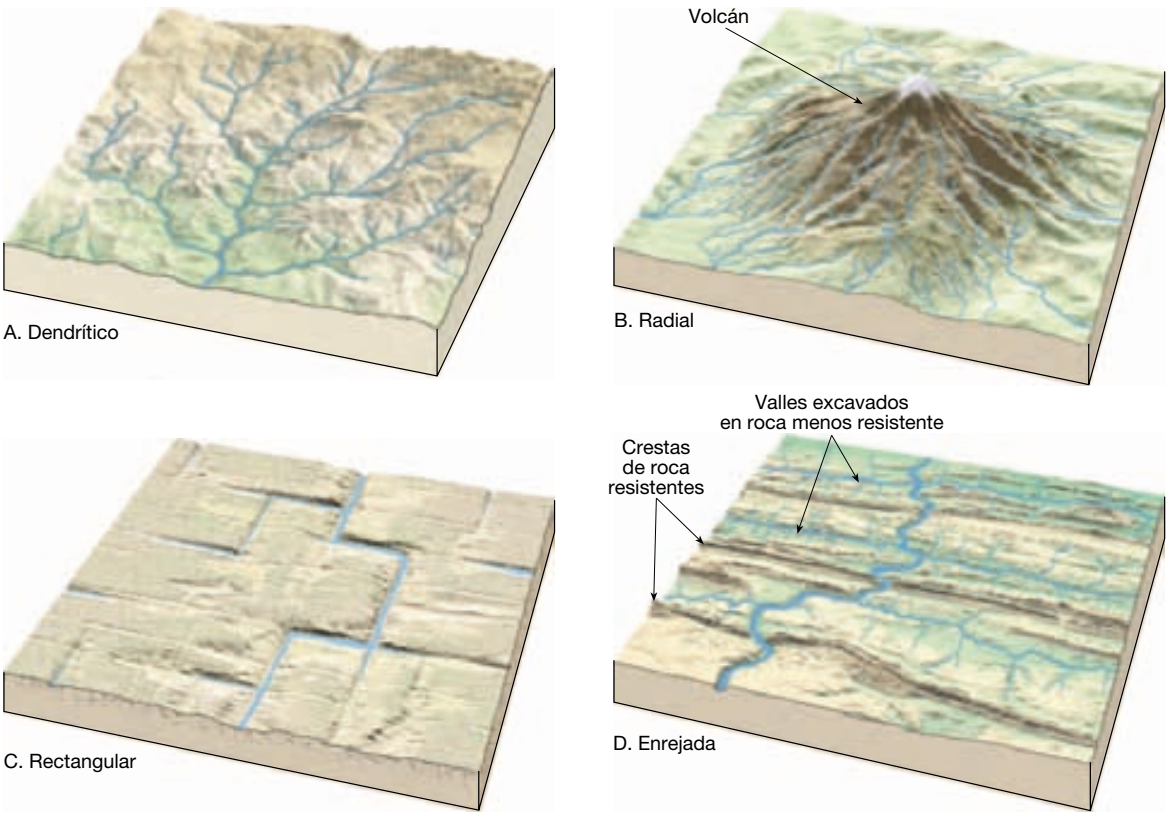
En la Figura 16.23D se ilustra un **modelo de drenaje de red enrejada,** un modelo rectangular en el cual los afluentes son casi paralelos entre sí y tienen el aspecto de un jardín enrejado. Este modelo se forma en áreas



▶ **Figura 16.21** Una *cuenca de drenaje* es la zona de tierra drenada por una corriente y sus afluentes. Las *divisorias* son los límites que separan las cuencas de drenaje.



▲ **Figura 16.22** La cuenca de drenaje del río Mississippi, el mayor río de América del Norte, abarca unos 3 millones de kilómetros cuadrados. Las *divisorias* son los límites que separan las cuencas de drenaje entre sí. Existen cuencas de drenaje y divisorias para todas las corrientes fluviales.



▲ **Figura 16.23** Modelos de drenaje. **A.** Dendrítico. **B.** Radial. **C.** Rectangular. **D.** Enrejada.

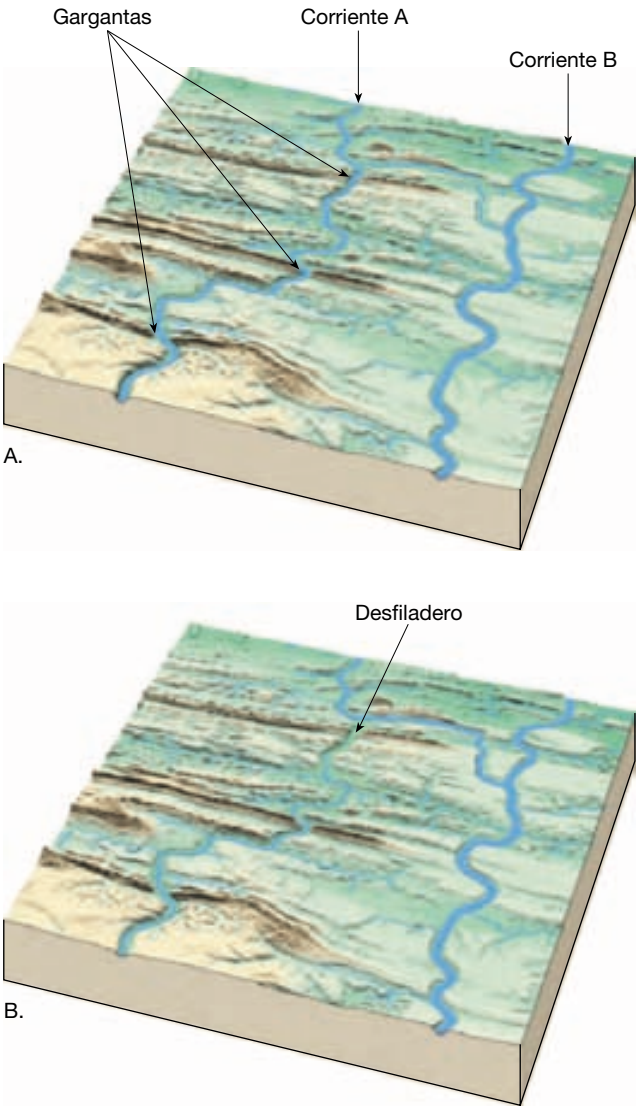
donde subyacen alternancias de roca resistente y menos resistente y está particularmente bien desarrollado en los Apalaches plegados, donde estratos débiles y fuertes afloran en cinturones casi paralelos.

Erosión remontante y captura

Hemos visto que una corriente puede alargar su curso construyendo un delta en su desembocadura. También puede alargarlo mediante **erosión remontante;** es decir, extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Conforme la escorrentía en lámina converge y se concentra en la cabecera del cauce de una corriente, su velocidad y, por consiguiente, su potencia de erosión, aumentan. El resultado puede ser la erosión vigorosa en la cabecera del valle. Por tanto, mediante erosión remontante, el valle se extiende a un terreno previamente no diseccionado.

La erosión remontante por las corrientes de agua desempeña un importante papel en la disección de las zonas de tierras altas. Además, el conocimiento de este proceso ayuda a explicar los cambios que tienen lugar en los modelos de drenaje. Una de las causas de los cambios que ocurren en el modelo de corrientes es la **captura,** la desviación del drenaje de una corriente debido a la erosión remontante de otra. La captura puede ocurrir, por ejemplo, si una corriente en un lado de una divisoria tiene un gradiente más empinado que la corriente del otro lado. Dado que la corriente con el gradiente más empinado tiene más energía, puede alargar su valle cabecera arriba, acabando por romper la divisoria y capturando parte o todo el drenaje de la corriente más lenta. En la Figura 16.24, el flujo de la corriente A fue capturado cuando un afluente de la corriente B de flujo más rápido abrió una brecha en la divisoria a la altura de su cabecera y desvió la corriente A.

La captura explica también la existencia de gargantas estrechas y de laderas empinadas que no son atravesadas por corrientes activas. Estos cursos de agua abandonados (denominados *desfiladeros*) se forman cuando el curso de la corriente que corta el desfiladero cambia su curso por una captura. En la Figura 16.24, una garganta que había sido creada por la corriente A se convierte en un desfiladero como consecuencia de una captura.

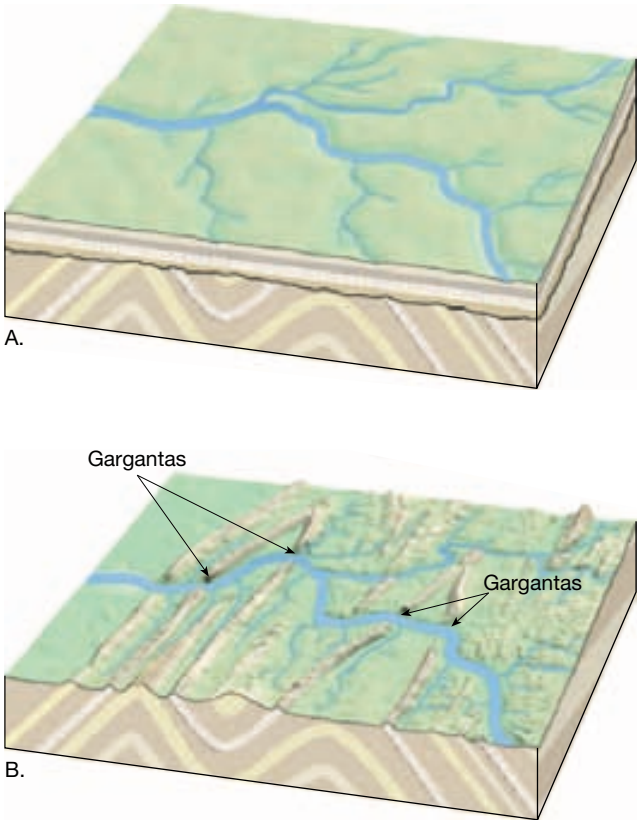


▲ **Figura 16.24** Captura y formación de desfiladeros. Un afluente de la corriente **B** provoca erosión remontante hasta que finalmente captura y desvía la corriente **A.** El cauce de agua **A** a través del cual fluía la corriente A es abandonado como consecuencia de la captura. Como consecuencia, este accidente geográfico es ahora un desfiladero. En este valle y en los entornos de tipo sierra, las rocas más blandas de los valles son erosionadas con más facilidad que los resaltes resistentes. Por consiguiente, conforme los valles se van reduciendo, los resaltes y las gargantas se van elevando en relación con los valles.

Formación de una garganta

A veces, para entender por completo el patrón de las corrientes de una zona, debemos entender la historia de las corrientes. Por ejemplo, en muchos lugares puede observarse cómo un valle fluvial atraviesa una dorsal o una montaña que se sitúa en su curso. El desfiladero con paredes escarpadas seguido por el río a través de la estructura se denomina **garganta** (Figura 16.25).

¿Por qué una corriente atraviesa una estructura de este tipo y no fluye a su alrededor? Una posibilidad es que la corriente existiera antes de que se formara la sierra o la montaña. En este caso, la corriente, denominada **corriente antecedente,** debería seguir su paso mediante la



▲ **Figura 16.25** Desarrollo de una corriente sobreimpuesta. **A.** El río establece su curso en los estratos relativamente uniformes. **B.** Luego topa con la estructura subyacente y la atraviesa.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿La tectónica de placas influye en los ríos?

Sí, de muchas maneras. Por ejemplo, la existencia de un gran río se debe en gran medida a la posición de un continente en una zona climática donde la precipitación es abundante, lo cual, a su vez, viene determinado por el movimiento de las placas. Los ríos aparecen y desaparecen conforme las placas en movimiento transportan los continentes hacia dentro y hacia fuera de las distintas zonas climáticas.

Existen muchos otros efectos directos e indirectos. La formación de montañas en los bordes convergentes influye enormemente en las inclinaciones regionales y modifica los patrones de la precipitación. El pliegue y el fallado asociados con los procesos tectónicos afectan los modelos de drenaje, mientras que las coladas de lava extensas creadas por la actividad volcánica relacionada con la tectónica puede cambiar radicalmente los sistemas fluviales.

erosión descendente durante el progreso del levantamiento. Es decir, la corriente mantendría su curso como una zona de la corteza elevada por pliegue o falla a través del camino de la corriente.

Una segunda posibilidad es que la corriente se **sobreimpusiera** o bajara sobre la estructura (Figura 16.25). Eso puede ocurrir cuando una cadena o una montaña está enterrada debajo de unas capas de sedimentos relativamente horizontales o estratos sedimentarios. Las corrientes que se originan en esta cubierta establecerían sus cursos con independencia de las estructuras subyacentes. Luego, a medida que el valle ganara profundidad y apareciera la estructura, el río continuaría erosionando su valle en estas últimas. Los Apalaches plegados proporcionan algunos buenos ejemplos. Allí, una serie de grandes ríos, como el Potomac y el Susquehanna, atraviesan los estratos plegados en su camino hacia el Atlántico.

Inundaciones y control de la inundación

Cuando el caudal de una corriente llega a ser tan grande que supera la capacidad de su cauce, desborda sus márgenes en forma de una inundación. Las **inundaciones** son los más comunes y más destructivos de todos los riesgos geológicos. No obstante, forman parte simplemente del comportamiento *natural* de las corrientes de agua.

La mayoría de inundaciones tiene un origen meteorológico provocado por los procesos atmosféricos que pueden variar mucho tanto en tiempo como en espacio. Solamente una hora o menos de tormenta puede desencadenar inundaciones en los valles pequeños. Por el contrario, las grandes inundaciones en los grandes valles fluviales suelen ser el resultado de una serie de precipitaciones extraordinarias sobre una región amplia durante un intervalo largo de tiempo.

La planificación del uso de la tierra en las cuencas fluviales requiere un conocimiento de la frecuencia y la magnitud de las inundaciones. Probablemente, el mayor uso práctico inmediato de los datos recogidos en las estaciones de aforo es el cálculo de la probabilidad de diferentes magnitudes de inundación.

A menudo se describe las inundaciones en términos de **intervalo de recurrencia** o **período de retorno.** Ése es el caso cuando se habla de una *inundación de 100 años* (o de una inundación de 30 años o de una inundación de 50 años). ¿Qué significa eso? El caudal de inundación que tiene un 1 por ciento de probabilidades de ser superado en un año cualquiera se denomina una inundación de 100 años. Esta frase puede crear confusión porque hace creer que sólo una inundación de este tipo ocurrirá en un intervalo de 100 años o que esas inundaciones se producen con regularidad cada 100 años. Nada de eso es cierto. El

hecho es que las inundaciones inusualmente grandes se producen a intervalos irregulares y pueden suceder *cualquier* año.

Muchas designaciones de las inundaciones se reevalúan y se modifican con el tiempo a medida que se recogen más datos o cuando una cuenca fluvial es alterada de una manera que afecta el flujo del agua. Los diques y el desarrollo urbano son ejemplos de algunas influencias humanas en una cuenca que pueden afectar los intervalos de recurrencia.

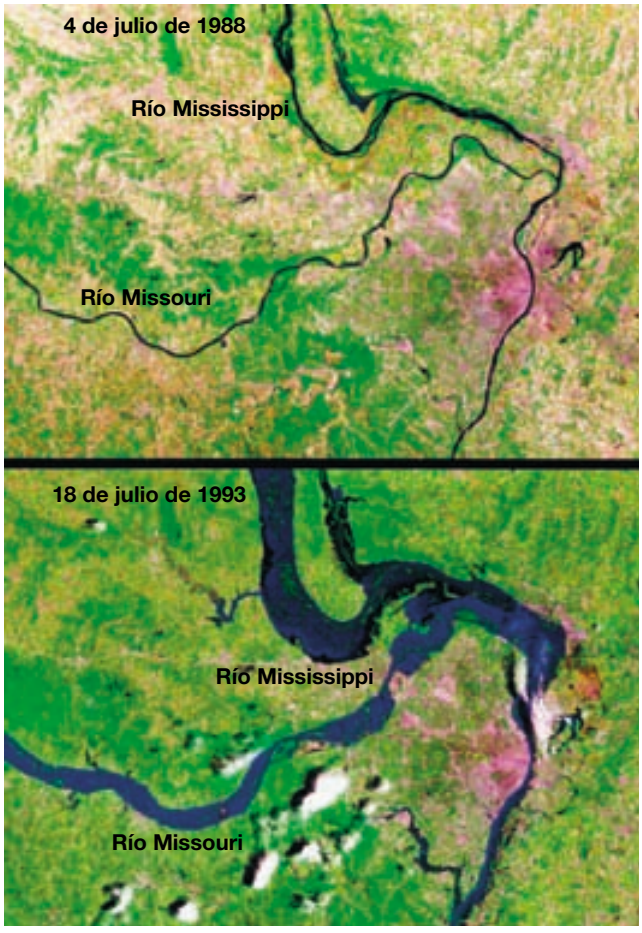
Causas y tipos de inundaciones

Las inundaciones pueden ser consecuencia de varios factores naturales y humanos. Entre los tipos comunes de inundaciones se cuentan las inundaciones regionales, las avenidas, las inundaciones por obstrucción de hielo y las inundaciones por ruptura de una presa.

Inundaciones regionales Algunas inundaciones regionales son estacionales. La fusión rápida de la nieve en primavera o las tormentas importantes que traen lluvias intensas en una región grande, o las dos cosas, producen la mayoría de las inundaciones. La gran inundación que tuvo lugar en 1997 a lo largo del río Red en el norte de Estados Unidos es un ejemplo notable de un acontecimiento desencadenado por un deshielo rápido. La inundación vino precedida por un invierno durante el que nevó mucho. A principios de abril, la nieve empezó a fundirse y la inundación parecía inminente, pero los días 5 y 6 una *ventisca* reconstruyó los encogidos ventisqueros a alturas de 6 metros en algunos lugares. Entonces, la subida rápida de las temperaturas fundió la nieve en cuestión de días, provocando una inundación que batió todos los récords después de 500 años. Se inundaron alrededor de 4,5 millones de acres y las pérdidas en la región de Grand Forks, en Dakota del Norte, superaron los 3.500 millones de dólares. Las inundaciones de principios de la primavera son a veces peores si el suelo está congelado, lo cual reduce la infiltración en el suelo y, de esta manera, aumenta la escorrentía.

Los largos períodos húmedos en cualquier época del año pueden crear suelos saturados, después de lo cual cualquier lluvia adicional discurre en corrientes hasta que se superan las capacidades. Las inundaciones regionales suelen ser provocadas por sistemas tormentosos de movimiento lento, incluidos los huracanes en decadencia. Las inundaciones extensas y costosas del este de Carolina del Norte en septiembre de 1999 fueron la consecuencia de las lluvias torrenciales sobre suelos ya anegados de agua del huracán Floyd, en decadencia. Los patrones meteorológicos húmedos y persistentes condujeron a las lluvias excepcionales y las devastadoras inundaciones del valle del alto Mississippi durante el verano de 1993 (Figura 16.26).

Avenidas Una avenida puede producirse casi sin previo aviso y puede ser mortal porque provoca un aumento rápido de los niveles del agua y puede tener una velocidad de corriente devastadora (*véase* Recuadro 16.2). Varios factores influyen en las avenidas. Entre ellos se encuentran la intensidad y la duración de las precipitaciones, las condiciones superficiales y la topografía. Las zonas montañosas son en especial susceptibles porque las pendientes escarpadas pueden canalizar la escorrentía hacia cañones estrechos con consecuencias desastrosas. La inundación del río Big Thompson del 31 de julio de 1976, en Colorado, ilustra este fenómeno. Durante un intervalo de cuatro horas, más de 30 centímetros de lluvia cayeron sobre una parte de la pequeña



▲ **Figura 16.26** Imágenes satélite del río Missouri fluyendo en el interior del río Mississippi. St. Louis se encuentra justo al sur de su confluencia. La imagen de arriba muestra los ríos durante la sequía que se produjo en el verano de 1988. La imagen de abajo refleja el pico de la inundación que batía todos los récords de 1993. Las lluvias excepcionales causaron la primavera y el principio de verano más húmedos del siglo XX en la cuenca superior del río Mississippi. En total, se inundaron casi 14 millones de acres y al menos 50.000 personas se desplazaron. (Cortesía de Spaceimaging.com.)



Recuadro 16.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

Avenidas

Los tornados y los huracanes son las tormentas más impresionantes de la naturaleza. Pero sorprendentemente estos temidos acontecimientos no son responsables del mayor número de muertes relacionadas con las tormentas. Esa distinción está reservada para las avenidas. En el período de nueve años comprendidos entre 1992 y 2001 en Estados Unidos el número de muertes relacionadas con las tormentas por inundación fue de una media de 127 muertes anuales. Por el contrario, la media de muertes por tornado fue de 71 al año y la de los huracanes, 16.

Las *avenidas* son inundaciones locales de gran volumen y corta duración. La oleada de agua de crecimiento rápido suele producirse con un mínimo aviso previo y puede destruir carreteras, puentes, casas y otras estructuras sólidas. Los caudales alcanzan rápidamente un máximo y disminuyen casi con la misma rapidez. A menudo las avenidas transportan grandes cantidades de sedimentos y derrubios conforme arrasan los canales.

Con frecuencia, las avenidas son consecuencia de las lluvias torrenciales asociadas con una fuerte tormenta de movimiento lento o tienen lugar cuando una serie de tormentas pasa repetidamente sobre el mismo lugar. En algunas ocasiones los derrubios flotantes o el hielo pueden acumularse en una obstrucción natural o artificial y restringen el flujo del agua. Cuando se rompen estas presas temporales, los torrentes de agua pueden ser liberados en forma de avenidas.

Las avenidas pueden producirse en casi cualquier zona del país. En especial son habituales en el terreno montañoso, donde las pendientes empinadas pueden canalizar rápidamente la escorrentía hacia el interior de los valles estrechos. El riesgo es mayor cuando el suelo ya está casi saturado por las lluvias anteriores o está compuesto de materiales impermeables. Un desastre en Shadydale, Ohio, demuestra qué puede ocurrir cuando las lluvias incluso moderadamente fuertes caen sobre un suelo saturado de empinadas pendientes.

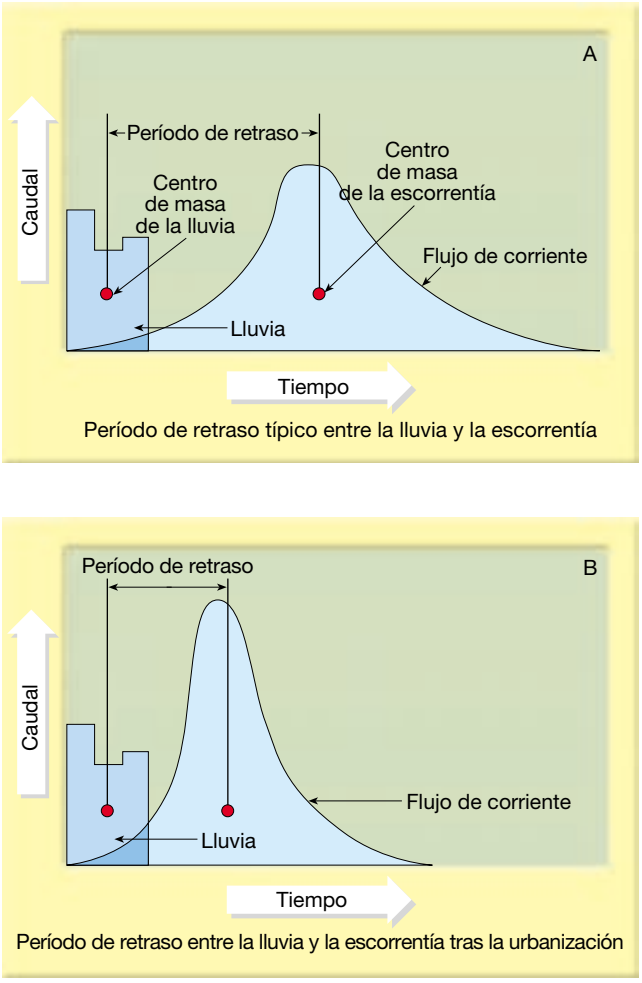
La tarde del 14 de junio de 1990, 26 personas perdieron la vida cuando las lluvias estimadas en el intervalo de 7 a 12 centímetros se precipitaron sobre el suelo saturado, lo cual generó olas de inundación en corrientes que alcanzaron unos metros de altura, destruyendo las viviendas y los comercios cercanos a la orilla. Los meses anteriores de lluvias superiores a lo normal habían generado un contenido de agua en el suelo cercano a la saturación. Por consiguiente, las cantidades moderadas de lluvia provocaron grandes cantidades de escorrentía superficial. Los valles escarpados con paredes prácticamente verticales canalizaron las inundaciones, creando crestas de ola muy rápidas, altas y empinadas*.

¿Por qué muere tanta gente en las avenidas? Además del factor sorpresa (a muchos les sorprende durmiendo), las personas no valoran la potencia del agua en movimiento. Sólo 15 centímetros de agua de la crecida con un movimiento rápido pueden tirar una persona al suelo. La mayoría de automóviles flotarán y serán arrastrados en sólo 0,6 metros de agua. *¡Más de la mitad de todas las muertes por avenidas en Estados Unidos están relacionadas con los automóviles!* Obviamente, las personas nunca deben intentar conducir por una carretera inundada. La profundidad del agua no es siempre evidente. Además, el lecho de la carretera puede haber sido arrasado debajo del agua. En la actualidad las avenidas constituyen calamidades que pueden causar un enorme número de víctimas y grandes pérdidas materiales. Aunque se están realizando esfuerzos para mejorar las observaciones y las advertencias, las avenidas continúan siendo asesinos naturales esquivos.

* «Prediction and Mitigation of Flash Floods: A Policy Statement of the American Meteorological Society» *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, núm. 8 (agosto 1993), pág. 1.586.

cuenca de drenaje del río. La avenida en el estrecho cañón duró sólo unas pocas horas pero se cobró 139 vidas y provocó daños por el valor de decenas de millones de dólares.

Las zonas urbanas son susceptibles de experimentar avenidas, ya que un elevado porcentaje del área de la superficie está compuesto de tejados impermeables, calles y aparcamientos, donde la escorrentía es muy rápida. Para comprender mejor el efecto de la urbanización en el flujo de las corrientes, examínese la Figura 16.27. La parte A de la figura es un hidrograma hipotético que muestra la relación temporal entre la tormenta y la inundación. Nótese que el nivel del agua de la corriente no sube al principio de la precipitación, porque hace falta tiempo para que el agua se desplace desde el lugar donde se precipitó hasta la corriente. Esta diferencia temporal se denomina *tiempo de retardo*. El hidrograma de la Figura 16.27B describe la misma zona y la misma precipitación hipotéticas *después* de la urbanización. Nótese que el caudal máximo durante una inundación es mayor y que el tiempo de retardo entre la precipitación y el pico de la inundación es más corto que antes de la urbanización. La explicación de este efecto es sencilla. Las calles, los aparcamientos y los edificios cubren el suelo que antes filtraba el agua. Por tanto, se infiltra menos agua y aumentan la velocidad y la cantidad de la escorrentía. Además, dado que se infiltra mucha menos agua en el suelo, baja el flujo de agua (estación seca) de muchas corrientes urbanas, que se mantiene por el movimiento de las aguas subterráneas en el canal, reduciéndose enormemente. Como cabe esperar, la



▲ **Figura 16.27** Cuando una zona pasa de ser rural a ser urbana, el período de retraso entre la lluvia y el pico de la inundación se reduce. El pico de la inundación también es mayor tras la urbanización. (Tomado de L. B. Leopold, U. S. Geological Survey.)

magnitud de estos efectos es una función del porcentaje de tierra cubierta por superficies impermeables.

Inundaciones por obstrucción de hielo Los ríos congelados son sensibles a las inundaciones por obstrucción de hielo. A medida que aumenta el nivel de una corriente, ésta romperá el hielo y creará corrientes de hielo que pueden apilarse y obstruir el canal. Una barrera de hielo de este tipo crea un dique que atraviesa el canal. El agua de corriente arriba a partir del dique de hielo puede subir rápidamente e inundar los bancos del canal. Cuando el dique de hielo se rompe, el agua almacenada detrás del dique se libera, lo cual provoca una avenida corriente abajo.

Inundaciones por ruptura de una presa La interferencia humana en el sistema de corrientes fluviales puede empeorar, o incluso causar, las inundaciones. Un ejemplo excelente es la ruptura de una presa o un dique artificial. Las presas y los diques artificiales se construyen como protección contra las inundaciones. Están diseñados para contener las inundaciones de una magnitud determinada. Si se produce una inundación mayor, la presa o el dique son sobrepasados. Si la presa o el dique se rompen o son arrastrados por el agua, el agua detrás de ellos es liberada y se convierte en una avenida. La rotura de una presa en 1889 en el río Little Conemaugh causó la devastadora inundación de Johnstown, Pensilvania, que se cobró unas 3.000 vidas.

Control de inundaciones

Se han ideado varias estrategias para eliminar o reducir los efectos catastróficos de las inundaciones. Entre los esfuerzos de ingeniería se cuentan la construcción de diques artificiales, la construcción de presas de control de las inundaciones y la canalización de los ríos.

Diques artificiales Los *diques artificiales* son montículos de tierra construidos en las riberas de un río para incrementar el volumen de agua que el cauce puede albergar. Estas estructuras, sumamente comunes, se han utilizado desde tiempos antiguos y continúan utilizándose en la actualidad.

Los diques artificiales son normalmente fáciles de distinguir de los naturales debido a que sus pendientes son mucho más empinadas. Cuando un río es confinado por diques durante los períodos de mucho caudal, suele depositar material en su cauce durante la disminución del caudal. Éste es un sedimento que, de lo contrario, habría sido depositado en la llanura de inundación. Por tanto, cada vez que hay una subida, se dejan depósitos en el lecho del río y se acumulan en el fondo del cauce. Con el ascenso del lecho, se requiere menos agua para el desbordamiento del dique original. Como consecuencia, quizá haya que elevar periódicamente la altura del dique para proteger la llanura de inundación. Además, muchos diques artificiales no están construidos para resistir períodos de inundación extrema. Por ejemplo, fueron numerosos los hundimientos de diques artificiales en el medio oeste de Estados Unidos durante el verano de 1993, cuando el alto Mississippi y muchos de sus afluentes experimentaron inundaciones extraordinarias.

Presas de control de inundaciones Las *presas de control de inundaciones* se construyen para almacenar el agua de la inundación y luego dejarla salir lentamente. Esto reduce la cresta de la inundación extendiéndola durante un tiempo más largo. Desde los años 20, se han construido miles de presas en casi todos los ríos principales de Estados Unidos. Muchas presas tienen funciones significativas no relacionadas con las inundaciones, como el suministro de agua para la agricultura de irrigación y para la generación

de energía hidroeléctrica. Muchos embalses son también importantes centros recreativos.

Aunque las presas pueden reducir las inundaciones y proporcionar otros beneficios, la construcción de estas estructuras tiene también costes y consecuencias significativos. Por ejemplo, los embalses creados por presas pueden cubrir tierra de cultivo fértil, bosques útiles, sitios históricos y valles de belleza pictórica. Por supuesto, las presas atrapan sedimentos. Por consiguiente, los deltas y las llanuras de inundación corriente abajo se erosionan porque no vuelven a rellenarse con limo durante las inundaciones. Las grandes presas también pueden causar un daño ecológico significativo a los ambientes fluviales que tardaron miles de años en establecerse.

Construir una presa no es una solución permanente para las inundaciones. La sedimentación detrás de una presa significa que el volumen de su depósito disminuirá gradualmente, reduciendo la eficacia de esta medida de control de las inundaciones.

Canalización La *canalización* implica la alteración del cauce de una corriente para aumentar la velocidad del flujo del agua con objeto de impedir que alcance la altura de la inundación. Esto puede implicar simplemente limpiar un cauce de obstrucciones o drenar un cauce para hacerlo más ancho y profundo.

Una alteración más radical implica el enderezamiento de un canal mediante la creación de *estrangulamientos artificiales*. La idea es que acortando la corriente, aumentan el gradiente y, por tanto, la velocidad. Al aumentar la velocidad, el mayor volumen asociado con la inundación puede dispersarse con más rapidez.

Desde principios de los años treinta, el Cuerpo de Ingenieros de la Armada ha creado muchos estrangulamientos artificiales en el Mississippi con el fin de incrementar la eficiencia del cauce y reducir la amenaza de inundaciones. En total, el río ha sido acortado más de 240 kilómetros. El programa ha tenido algo de éxito en cuanto a la reducción de la altura del río en la época de inundaciones. Sin embargo, debido a que el río todavía muestra tendencia a la formación de meandros, ha sido difícil de evitar que vuelva a su curso anterior.

Los estrangulamientos artificiales incrementan la velocidad de una corriente y también pueden acelerar la erosión del lecho y de los márgenes del cauce. Un ejemplo de este tipo es el río Blackwater de Missouri, cuyo curso serpenteante se acortó en 1910. Entre los muchos efectos de ese proyecto se cuenta un notable aumento de la anchura del cauce causado por el incremento de velocidad de la corriente. Un puente sobre el río se derrumbó debido a la erosión de la ribera en 1930. En los 17 años siguientes el mismo puente fue reemplazado en tres ocasiones más, cada vez con un trecho mayor.

Un enfoque no estructural Todas las medidas de control de la inundación descritas hasta ahora han implicado soluciones estructurales orientadas a «controlar» un río. Esas soluciones son caras y a menudo dan una falsa sensación de seguridad a las personas que viven en la llanura de inundación.

En la actualidad, muchos científicos e ingenieros defienden un enfoque no estructural para el control de las inundaciones. Sugieren que una alternativa a los diques artificiales, las presas y la canalización es el manejo lógico de las llanuras de inundación. Identificando las áreas de alto riesgo, pueden ejecutarse leyes de zonación apropiadas que reduzcan al mínimo el desarrollo y promuevan un uso más apropiado de la tierra.

Resumen

- El *ciclo hidrológico* describe el intercambio continuo de agua entre los océanos, la atmósfera y los continentes. Impulsado por la energía procedente del sol, es un sistema global en el cual la atmósfera proporciona el vínculo entre los océanos y los continentes. Los procesos implicados en el ciclo hidrológico son la *precipitación*, la *evaporación*, la *infiltración* (el movimiento del agua al interior de las rocas o del suelo a través de grietas o poros), la *escorrentía* (el agua que fluye sobre la tierra) y la *transpiración* (la liberación de vapor de agua a la atmósfera por las plantas). *El agua corriente es el agente más importante que esculpe la superficie terrestre.*
- La cantidad de agua que corre por la superficie de la tierra, en comparación con la que se hunde en el suelo, depende de la *capacidad de infiltración* del suelo. Inicialmente la escorrentía fluye en forma de láminas delgadas y anchas a través del suelo, en un proceso denominado *escorrentía en lámina*. Después de una corta distancia, los hilillos de corriente normalmente se desarrollan y se forman diminutos cauces denominados *acanaladuras*.
- Los factores que determinan la *velocidad* de una corriente son el *gradiente* (pendiente del cauce de la corriente), la *sección transversal*, el *tamaño* y la *irregularidad* del cauce, y el *caudal* de la corriente (cantidad de agua que pasa por un punto dado por unidad de tiempo, que normalmente se mide en metros cúbicos por segundo). Lo más frecuente es que el gradiente y la

irregularidad de una corriente disminuyan pendiente abajo, mientras que la anchura, la profundidad, el caudal y la velocidad aumenten.

- Los dos tipos generales de *nivel de base* (el menor punto al cual una corriente puede erosionar su cauce) son: (1) el *nivel de base absoluto* (nivel del mar), y (2) el *nivel de base temporal* o *local.* Cualquier cambio en el nivel de base hará que la corriente se ajuste y establezca un nuevo equilibrio. La reducción del nivel de base hará que una corriente erosione, mientras que la elevación del nivel de base provoca la sedimentación de material en el cauce.
- Las corrientes transportan su carga de sedimento en solución (*carga disuelta*), en suspensión (*carga suspendida*) y a lo largo del fondo del cauce (*carga de fondo*). Gran parte de la carga disuelta proviene del agua subterránea. La mayoría de las corrientes transforman la mayor parte de la carga en suspensión. La carga de fondo se mueve sólo de manera intermitente y suele representar la menor porción de la carga de una corriente.
- La capacidad de una corriente para transportar partículas sólidas se describe utilizando dos criterios: la *capacidad* (la carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar) y la *competencia* (el tamaño máximo de clasto que una corriente puede transportar). La competencia aumenta en un valor igual al cuadrado de la velocidad de la corriente, de modo que si la velocidad se duplica, la fuerza del agua se cuadruplica.
- Las corrientes depositan sedimentos cuando la velocidad se ralentiza y la competencia se reduce. Esto provoca una *selección*, el proceso mediante el cual se depositan juntas partículas de tamaño semejante. Los depósitos fluviales se denominan *aluviones* y pueden aparecer como depósitos de canal denominados *barras;* como depósitos de llanura de inundación, entre los que se cuentan los *diques naturales*, y como *deltas* o *abanicos aluviales* en las desembocaduras de las corrientes.
- Aunque existen muchas gradaciones, los dos tipos generales de valles de corrientes son: (1) los *valles estrechos en forma de V,* y (2) los *valles anchos con fondos planos.* Dado que la actividad dominante es la erosión descendente hacia el nivel de base, los valles estrechos a menudo contienen *cataratas* y *rápidos.* Cuando una corriente ha erosionado su cauce más cerca del nivel de base, su energía la dirige de un lado al otro, y la erosión produce un fondo de valle plano, o *llanura de inundación.* Las corrientes que fluyen sobre las llanuras de inundación a menudo se mueven en recodos extensos denominados *meandros.* La formación generalizada de meandros puede provocar segmentos más cortos del cauce, denominados *estrangulamientos* o meandros abandonados, denominados *lagos de media luna.*
- El área de terreno que aporta agua a una corriente se denomina *cuenca de drenaje.* Las cuencas de drenaje están separadas por una línea imaginaria denominada *divisoria.* Los *modelos de drenaje* comunes (la forma de una red de corrientes) producidos por un canal principal y sus afluentes son: (1) *dendrítico*, (2) *radial*, (3) *rectangular* y (4) *red de drenaje enrejada.*
- La *erosión remontante* alarga el curso de la corriente extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Este proceso puede inducir *capturas* (el desvío del drenaje de una corriente por otra). Como consecuencia de la captura de los ríos pueden aparecer lo que se denominan *desfiladeros.*
- Las inundaciones son desencadenadas por lluvias intensas o por fusión de la nieve, o las dos cosas. A veces la interferencia humana puede empeorar o incluso causar inundaciones. Las medidas de control de la inundación son la construcción de diques artificiales y presas, así como la canalización, que puede implicar la creación de estrangulamientos artificiales. Muchos científicos e ingenieros abogan por un enfoque no estructural para el control de las inundaciones que implican un uso más apropiado de la tierra.

Preguntas de repaso

1. Describa el movimiento del agua a través del ciclo hidrológico. Una vez que la precipitación ha caído sobre la tierra, ¿qué vías tiene disponibles?
2. Sobre los océanos, la evaporación supera la precipitación. ¿Por qué no disminuye el nivel del mar?
3. Enumere diversos factores que influyen en la capacidad de infiltración.
4. Una corriente se origina a 2.000 metros por encima del nivel del mar y viaja 250 kilómetros hasta el océano. ¿Cuál es su gradiente medio en metros por kilómetro?

5. Supongamos que la corriente mencionada en la pregunta 4 desarrolló una amplia red de meandros de modo que su curso se alargó hasta 500 kilómetros. Calcule este nuevo gradiente. ¿Cómo afectan los meandros al gradiente?
6. Cuando el caudal de una corriente aumenta, ¿qué ocurre con la velocidad de la corriente?
7. ¿Qué le ocurre normalmente a la anchura y a la profundidad del cauce, a la velocidad y al caudal desde el punto en el que empieza una corriente hasta el punto donde acaba? Explique brevemente por qué tienen lugar esos cambios.
8. Defina el *nivel de base*. Nombre el principal río de su área. ¿Para qué corrientes actúa como nivel de base? ¿Cuál es el nivel de base para el río Mississippi?
9. ¿Por qué la mayoría de las corrientes tiene gradientes bajos cerca de sus desembocaduras?
10. Describa tres formas mediante las cuales una corriente puede erosionar su cauce. ¿Cuál de ellas es responsable de la creación de marmitas de gigante?
11. Si fuera a tomar una jarra de agua de una corriente, ¿qué parte de la carga se depositaría en el fondo de la jarra? ¿Qué porción quedaría en el agua? ¿Qué parte de la carga de la corriente probablemente no estaría presente en su muestra?
12. ¿Qué es la velocidad de sedimentación? ¿Qué factores influyen en la velocidad de sedimentación?
13. Distinga entre capacidad y competencia.
14. Describa una situación que podría inducir un cauce de corriente a anastomosarse.
15. Describa brevemente la formación de un dique natural. ¿Cómo se relaciona esta forma con las ciénagas y los afluentes yazoo?
16. ¿En qué se parece un delta y un abanico aluvial? ¿En qué se diferencian?
17. ¿Por qué un río que fluye a través de un delta acaba cambiando su curso?
18. ¿Cómo ha contribuido la construcción de diques artificiales y presas en el río Mississippi y sus afluentes al encogimiento del delta de Mississippi y sus extensas zonas húmedas (*véase* Recuadro 16.1)?
19. Cada una de las siguientes afirmaciones se refiere a un modelo de drenaje concreto. Identifíquelo.
    a) Corrientes que divergen de un área alta central como un domo
    b) Modelo ramificado
    c) Modelo que se desarrolla cuando el lecho de roca está entrecruzado por diaclasas y fallas
20. Describa cómo podría formarse una garganta.
21. Compare las inundaciones regionales y las avenidas. ¿Qué tipo es el más mortal?
22. Enumere y describa brevemente tres estrategias básicas de control de inundación. ¿Cuáles son las desventajas de cada una de ellas?

Términos fundamentales

abanico aluvial
acanaladura
afluente yazoo
aluvión
anastomosada
barra
barra de meandro
cabecera
capacidad
capacidad de infiltración
captura
carga de fondo
carga disuelta
carga suspendida
cataratas
caudal
ciclo hidrológico
ciénaga
competencia
corriente antecedente
corriente en equilibrio
corriente sobreimpuesta
cuenca de drenaje
delta
desembocadura
dique natural
divisoria
erosión remontante
escorrentía
escorrentía en lámina
estrangulamiento
evapotranspiración
flujo laminar
flujo turbulento
garganta
gradiente
infiltración
intervalo de recurrencia
lago de media luna
ley de Playfair
llanura de inundación
marca de meandro
marmita de gigante
meandro
meandro encajado
modelo de red enrejada
modelo dendrítico
modelo radial
modelo rectangular
nivel de base
nivel de base absoluto
nivel de base local o temporal
período de retorno
perfil longitudinal
rápido
retroceso de escarpe
saltación
selección
terraza
transpiración
velocidad de sedimentación

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición.* Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 17

Aguas subterráneas

Importancia de las aguas subterráneas

Distribución de las aguas subterráneas

El nivel freático
- Variaciones en el nivel freático
- Interacción entre las aguas subterráneas y las aguas corrientes

Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas
- Porosidad
- Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos

Circulación de las aguas subterráneas

Manantiales o fuentes

Fuentes termales y géiseres

Pozos

Pozos artesianos

Problemas relacionados con la extracción del agua subterránea
- Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable
- Subsidencia
- Contaminación salina

Contaminación del agua subterránea

El trabajo geológico del agua subterránea
- Cavernas
- Topografía kárstica

En todo el mundo, los pozos y manantiales o fuentes proporcionan agua para las ciudades, las cosechas, el ganado y la industria. En Estados Unidos, el agua subterránea es el origen de alrededor del 40 por ciento del agua utilizada para todos los fines (excepto la generación de energía hidroeléctrica y el enfriamiento de las centrales eléctricas). El agua subterránea es el agua potable para más del 50 por ciento de la población, el 40 por ciento del agua utilizada para la irrigación y proporciona más del 25 por ciento de las necesidades de la industria. En algunas áreas, sin embargo, el uso abusivo de este recurso básico se ha traducido en escasez de agua, agotamiento de las aguas de escorrentía, subsidencia del terreno, contaminación salina, aumento del coste de bombeo y contaminación del agua subterránea.

Importancia de las aguas subterráneas



Aguas subterráneas
▼ Importancia y distribución de las aguas subterráneas

El agua subterránea es uno de nuestros recursos más valiosos y asequibles, aunque nuestras percepciones con respecto al ambiente subsuperficial del que procede son a menudo poco claras e incorrectas. La razón para ello es que el ambiente de las aguas subterráneas está muy oculto a la vista, excepto en las cavernas y las minas, y las impresiones que tenemos de esas aperturas subsuperficiales son engañosas. La observación de la superficie de la Tierra da la impresión de que el planeta es «sólido». Esta opinión se mantiene cuando entramos en una caverna y vemos el agua fluir en un cauce que parece haber sido excavado en una roca sólida.

Debido a esas observaciones, muchas personas creen que el agua subterránea aparece sólo en «ríos» debajo de la tierra. En realidad, la mayor parte del ambiente subsuperficial no es «sólido» en absoluto. Consta de incontables poros diminutos entre los granos de suelo y de sedimento, así como de estrechas diaclasas y fracturas practicadas en el lecho de roca. En conjunto, todos estos espacios constituyen un volumen inmenso. Es en estas pequeñas aperturas donde se reúne y se mueve el agua subterránea.

Considerando la hidrosfera entera, o toda el agua de la Tierra, sólo alrededor de las seis décimas partes del uno por ciento aparece bajo tierra. No obstante, este pequeño porcentaje, almacenado en la roca y los sedimentos situados debajo de la superficie terrestre, constituye una enorme cantidad. Cuando se excluyen los océanos y se consideran sólo las fuentes de agua dulce, se pone más de manifiesto la importancia de las aguas subterráneas.

En la Tabla 17.1 se muestra la distribución de agua dulce calculada para la hidrosfera. Por supuesto, el mayor volumen aparece en forma de hielo glaciar. El segundo en la clasificación es el agua subterránea, que constituye más del 14 por ciento del total. Sin embargo, cuando se excluye el hielo y se considera sólo el agua líquida, más del 94 por ciento de toda el agua dulce es agua subterránea. No cabe duda de que *el agua subterránea representa el mayor depósito de agua dulce que resulta fácilmente asequible a los seres humanos. Su* valor en términos de economía y de bienestar humano es incalculable.

Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. La acción disolvente del agua subterránea va minando lentamente las rocas solubles como la caliza, permitiendo la formación de depresiones superficiales denominadas dolinas, así como la creación de cavernas subterráneas. El agua subterránea es también un compensador del flujo de escorrentía. Gran parte del agua que fluye en los ríos no procede directamente de la lluvia y de la fusión de la nieve. Más bien, un gran porcentaje de la precipitación se infiltra y luego se desplaza lentamente bajo tierra hasta las corrientes encauzadas. El agua subterránea es, pues, una forma de almacenamiento que mantiene las corrientes fluviales durante los períodos de ausencia de precipitaciones. La información de la Tabla 17.1 refuerza este dato. Vemos

Tabla 17.1 Agua dulce de la hidrosfera

Partes de la hidrosfera	Volumen de agua dulce (km^3)	Porción de volumen total de agua dulce (%)	Tasa de intercambio del agua
Casquetes polares y glaciares	24.000.000	84,945	8.000 años
Aguas subterráneas	4.000.000	14,158	280 años
Lagos y embalses	155.000	0,549	7 años
Humedad del suelo	83.000	0,294	1 año
Vapor de agua en la atmósfera	14.000	0,049	9,9 días
Agua de los ríos	1.200	0,004	11,3 días
Total	28.253.200	100,000	

Fuente: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

que la tasa de intercambio del agua subterránea es de 280 años. Esta cifra representa el tiempo necesario para sustituir el agua ahora almacenada bajo tierra. Por el contrario, la tasa de intercambio para los ríos es tan sólo ligeramente superior a 11 días: si se cortara el suministro de agua subterránea a un río y no lloviera, aquél se secaría en tan sólo 11 días. Por tanto, el agua que fluye en un río durante un período seco constituye lluvia que cayó en algún momento anterior y se almacenó bajo tierra.

Distribución de las aguas subterráneas



Aguas subterráneas
▼ Importancia y distribución de las aguas subterráneas

Cuando llueve, parte del agua discurre por la superficie, parte se evapora y el resto se infiltra en el terreno. Esta última vía es la fuente primaria de prácticamente toda el agua subterránea. La cantidad de agua que sigue cada uno de esos caminos, sin embargo, varía mucho en función del tiempo y del espacio. Los factores que influyen en esta variación son lo fuerte de la pendiente, la naturaleza del material, la intensidad de la lluvia, y el tipo y cantidad de vegetación. Densas lluvias que caen sobre pendientes abruptas donde las capas suprayacentes están compuestas de materiales impermeables provocarán obviamente un elevado porcentaje de agua de escorrentía. A la inversa, si la lluvia cae de manera suave y uniforme sobre pendientes más graduales compuestas por materiales que son fácilmente penetrados por el agua, un porcentaje mucho mayor del agua se infiltrará en el suelo.

Algo del agua que se infiltra no viaja muy lejos, porque es retenida por atracción molecular como una capa superficial sobre las partículas sólidas. Esta zona cercana a la superficie se denomina **cinturón de humedad del suelo.** Está surcada por raíces, los vacíos que quedaron en el lugar de las raíces desintegradas y las madrigueras y los túneles de las lombrices, que aumentan la infiltración del agua de lluvia en el suelo. Las plantas utilizan el agua del suelo en las funciones vitales y la transpiración. Una parte de agua también se evapora directamente y regresa a la atmósfera.

El agua que no es retenida como humedad del suelo percola hacia abajo hasta que alcanza una zona donde todos los espacios libres del sedimento y la roca están completamente llenos de agua (Figura 17.1). Ésta es la **zona de saturación.** El agua situada en el interior se denomina **agua subterránea.** El límite superior de esta zona se conoce como el **nivel freático.** Extendiéndose hacia arriba desde el nivel freático se encuentra la **franja capilar** (*capillus* = cabello), en la cual el agua subterránea es mantenida por la tensión superficial en diminutos conductos comprendidos entre los granos de suelo o de sedimento. El área situada por encima del nivel freático que abarca la franja capilar y el cinturón de humedad del suelo se denomina **zona de aireación.** Aunque puede haber una cantidad considerable de agua en la zona de aireación, esta agua no puede ser bombeada por los pozos porque está demasiado aferrada a la roca y las partículas sólidas. Por el contrario, por debajo del nivel freático, la presión del agua es lo bastante grande como para permitir que el agua entre en los pozos, permitiendo así que el agua subterránea pueda sacarse para su uso. Examinaremos con más detalle los pozos en otra sección del capítulo.

El nivel freático

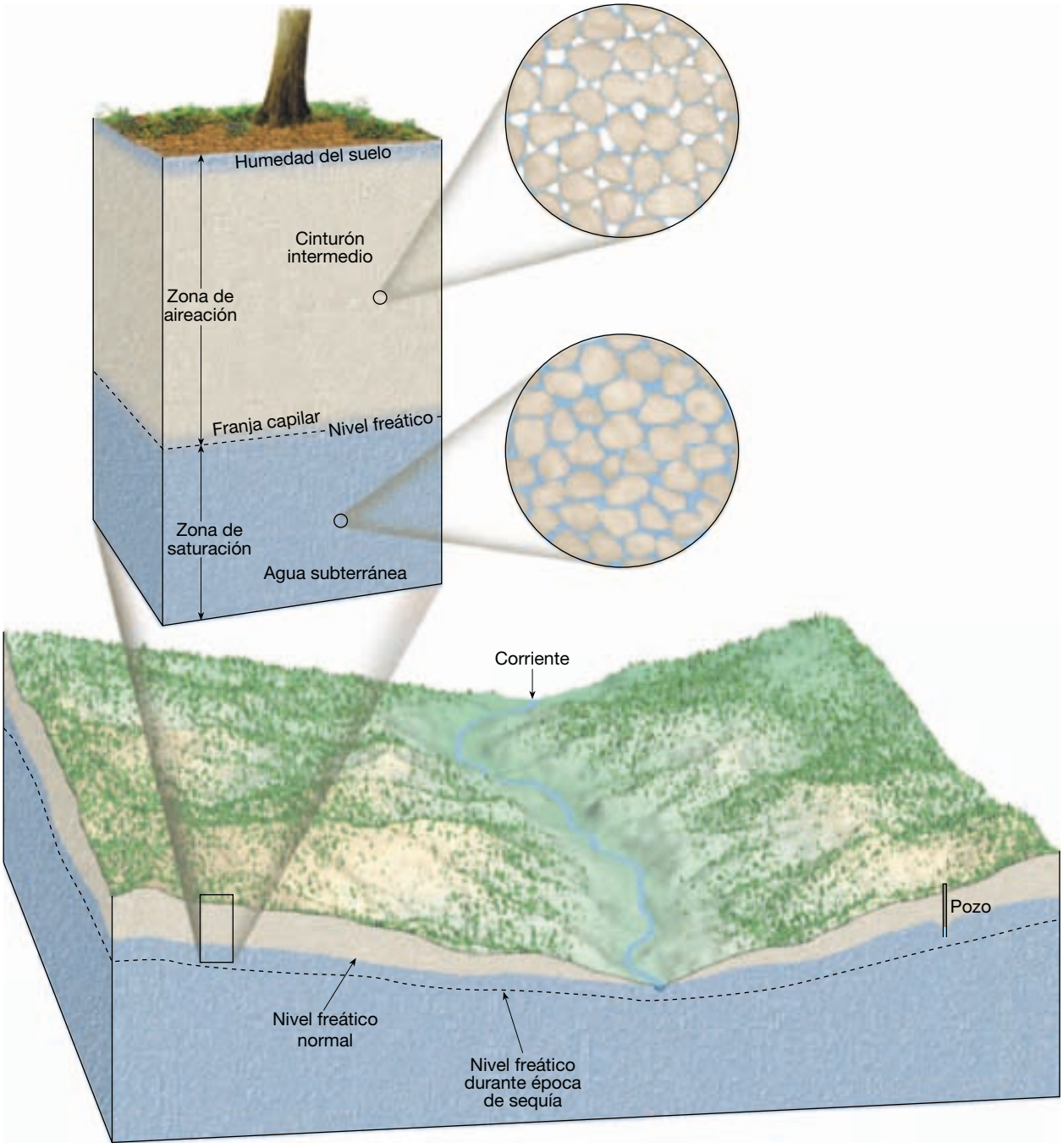


Aguas subterráneas
▼ Importancia y distribución de las aguas subterráneas

El nivel freático, el límite superior de la zona de saturación, es un elemento muy significativo del sistema de aguas subterráneas. El nivel freático es importante para predecir la productividad de los pozos y explicar los cambios de flujo de las corrientes y los manantiales, justificando las fluctuaciones del nivel de los lagos.

Variaciones en el nivel freático

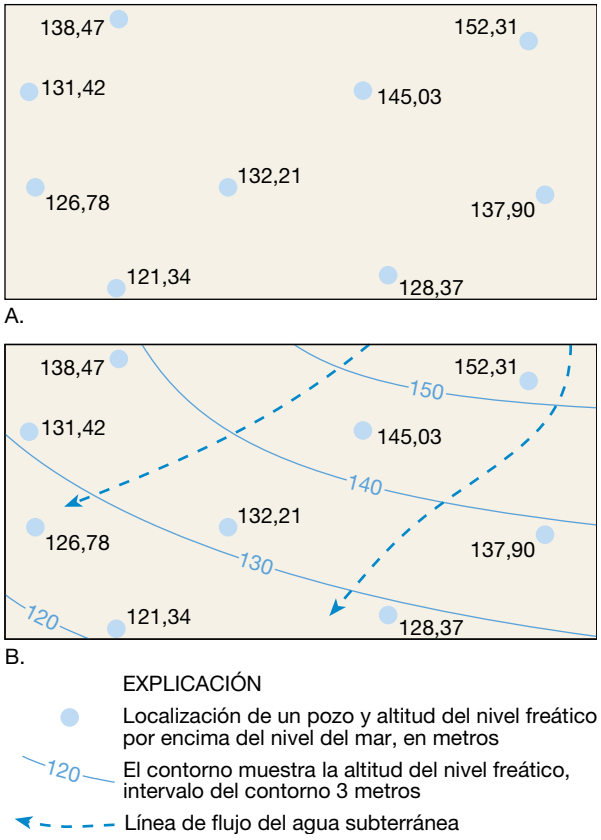
La profundidad del nivel freático es muy variable y puede oscilar entre cero, cuando se sitúa en la superficie, y centenares de metros en algunos lugares. Una característica importante del nivel freático es que su configuración varía según las estaciones y de un año a otro, porque la adición de agua al sistema de aguas subterráneas está estrechamente relacionada con la cantidad, la distribución y la frecuencia de las precipitaciones. Excepto cuando el nivel freático se sitúa en la superficie, no podemos observarlo directamente. Sin embargo, su elevación puede cartografiarse y estudiarse en detalle allí donde los pozos son numerosos porque el nivel del agua en los pozos coincide con el nivel freático (Figura 17.2). Estos mapas revelan que el nivel freático raramente es horizontal, como cabría esperar. En cambio, su forma suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial, alcanzando sus mayores elevaciones debajo de las colinas y luego descendiendo hacia los valles (Figura 17.1). En las zonas pantanosas, el nivel freático coincide precisamente con la superficie. Lagos y corrientes de agua ocupan generalmente áreas lo



▲ **Figura 17.1** Distribución del agua subterránea. La forma del nivel freático suele ser una réplica suavizada de la topografía superficial. Durante los períodos de sequía, el nivel freático desciende, reduciendo el flujo de corriente y secando algunos pozos.

bastante bajas como para que el nivel freático esté por encima de la superficie del terreno.

Varios factores contribuyen a la irregularidad superficial del nivel freático. Una influencia importante es el hecho de que el agua subterránea se desplaza muy despacio y a velocidades variables bajo diferentes condiciones. Debido a ello, el agua tiende a «apilarse» debajo de las áreas altas entre valles de corrientes fluviales. Si la lluvia cesara por completo, estas «colinas» de agua freática se hundirían lentamente y se aproximarían de manera gradual al nivel de los valles. Sin embargo, se suele añadir nuevo suministro de agua de lluvia con la suficiente frecuencia



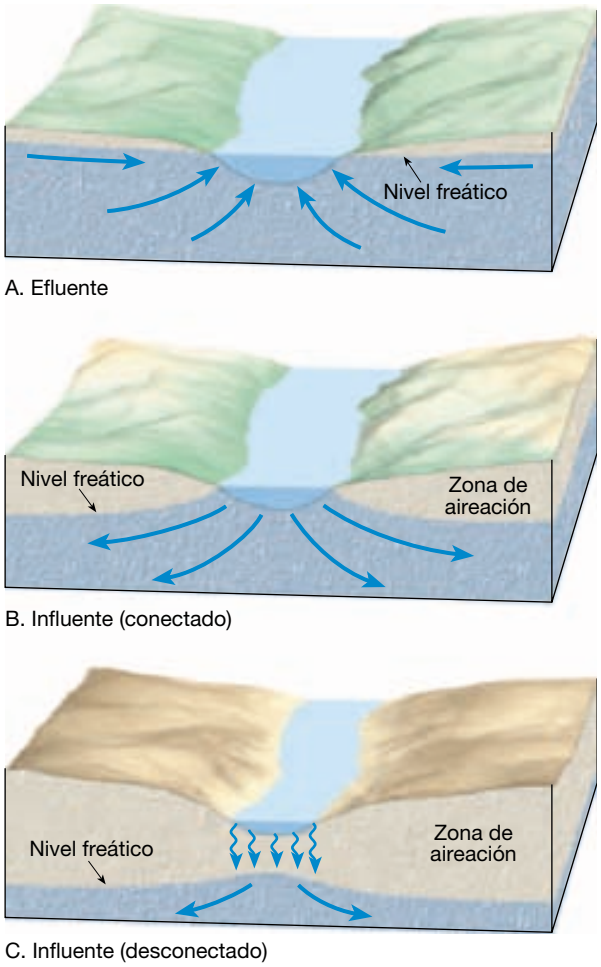
▲ **Figura 17.2** Preparación de un mapa del nivel freático. El nivel del agua de los pozos coincide con el nivel freático. **A.** En primer lugar, se sitúan en un mapa las localizaciones de los pozos y la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. **B.** Estos puntos se utilizan para trazar las líneas de contorno del nivel freático a intervalos regulares. En este mapa de muestra el intervalo es de 3 metros. Las líneas de flujo del agua subterránea pueden añadirse para mostrar el movimiento del agua en la parte superior de la zona de saturación. El agua subterránea tiende a moverse más o menos perpendicularmente a los contornos, descendiendo por la pendiente del nivel freático. (Tomado del U. S. Geological Survey.)

como para evitar esto. No obstante, en época de mucha sequía (*véase* Recuadro 17.1), el nivel freático puede descender lo suficiente como para secar los pozos poco profundos (Figura 17.1). Otras causas de la falta de uniformidad del nivel freático son las variaciones de precipitación y permeabilidad de un lugar a otro.

Interacción entre las aguas subterráneas y las aguas corrientes

La interacción entre el sistema de aguas subterráneas y las aguas corrientes es un eslabón básico del ciclo hidrológico. Puede producirse de tres maneras. Las corrientes pueden recibir agua de la aportación de aguas subterráneas a través del cauce de la corriente. Este tipo de corrientes se denominan **efluentes** (Figura 17.3A). Para que eso suceda, la elevación del nivel freático debe ser mayor que el nivel de la superficie de la corriente. Las corrientes pueden perder agua hacia el sistema de aguas subterráneas por la salida de agua a través del lecho de la corriente. En esta situación se emplea el término **influente** (Figura 17.3B, C). Cuando eso sucede, la elevación del nivel freático debe ser inferior a la superficie de la corriente. La tercera posibilidad es una combinación de las dos primeras: una corriente recibe aportaciones de agua en algunas secciones y pierde agua en otras.

Las corrientes influentes pueden estar conectados al sistema de aguas subterráneas por una zona saturada continua o pueden estar desconectados de ese sistema por una



▲ **Figura 17.3** Interacción entre el sistema de aguas subterráneas y las corrientes de aguas superficiales. **A.** Las corrientes efluentes reciben agua del sistema de aguas subterráneas. **B.** Las corrientes influentes pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. **C.** Cuando una zona de aireación separa las corrientes influentes del sistema de aguas subterráneas, puede formarse una protuberancia en el nivel freático. (Tomado del U. S. Geological Survey.)



Recuadro 17.1 ▶ La Tierra como sistema

El impacto de la sequía en el sistema hidrológico*

La *sequía* es un período de tiempo anormalmente seco que persiste lo suficiente como para producir un desequilibrio hidrológico significativo, como daños en las cosechas o restricciones en el suministro de agua. La gravedad de la sequía depende del grado de carencia de humedad, su duración y el tamaño de la zona afectada.

Aunque los desastres naturales como las inundaciones y los huracanes suelen generar más atención, los períodos de sequía pueden ser igual de devastadores y tener un precio más alto. De media, los períodos de sequía cuestan a Estados Unidos entre 6.000 y 8.000 millones de dólares anuales, mientras que las inundaciones cuestan 2.400 millones de dólares y los huracanes, entre 1.200 y 4.800 millones de dólares. Se calculó que las pérdidas económicas directas causadas por un período de sequía en 1988 ascendieron a 40.000 millones de dólares.

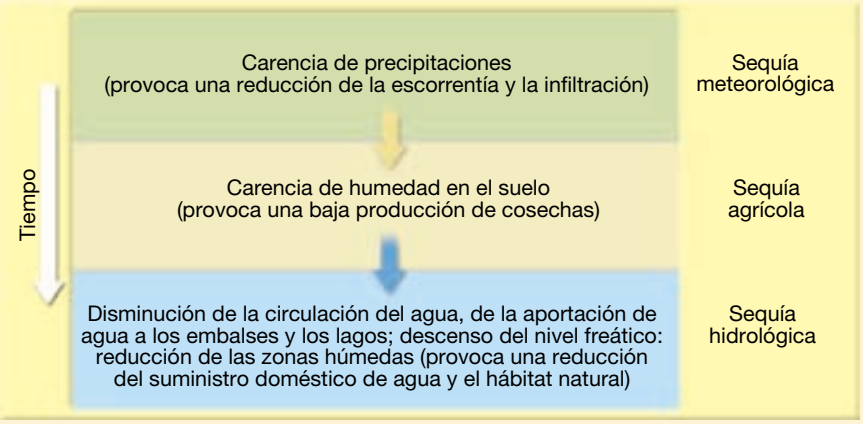
La sequía se distingue de otros peligros naturales de manera diferente. En primer lugar, se produce de una manera gradual, «progresiva», lo cual dificulta la determinación del principio y el final del fenómeno. Los efectos de la sequía se acumulan lentamente durante un largo período de tiempo y a veces duran años hasta que la sequía termina. En segundo lugar, no existe una definición precisa y universalmente aceptada de sequía. Eso se añade a la confusión de si realmente se está produciendo sequía o no y, en caso afirmativo, cuál es su gravedad. En tercer lugar, la sequía raramente produce daños estructurales; por tanto, sus efectos sociales y económicos son menos evidentes que los daños provocados por otros desastres naturales.

Las definiciones reflejan cuatro aproximaciones básicas para medir la sequía: la meteorológica, la agrícola, la hidrológica y la socioeconómica. La *sequía meteorológica* está relacionada con el grado de sequedad según la desviación de las precipitaciones de los valores normales y la duración del período seco. La *sequía agrícola* suele enlazarse a un déficit de humedad del suelo. La necesidad hidrológica de una planta depende de las condiciones meteorológicas predominantes, las características biológicas de la planta en particular, su estadio de crecimiento y las diferentes propiedades del suelo. La *sequía hidrológica* se refiere a las carencias en el suministro de agua superficial y subsuperficial. Se mide como niveles de circulación del agua, de lagos, de embalses y de aguas subterráneas. Hay un vacío temporal entre el inicio de las condiciones secas y una caída del nivel de circulación del agua, o la disminución de los niveles de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Por tanto, las mediciones hidrológicas no son los primeros indicadores de sequía. La *sequía socioeconómica* es un reflejo de lo que sucede cuando una restricción física de agua afecta a las personas. La sequía socioeconómica se produce cuando la demanda de un bien económico excede la oferta como consecuencia de una disminución del suministro de agua. Por ejemplo, la sequía puede provocar una disminución significativa de la producción de energía hidroeléctrica, que, a su vez, puede precisar de la transformación a combustibles fósiles más caros o recortes significativos de energía.

Hay una serie de impactos asociados con la sequía meteorológica, agrícola e hidrológica (Figura 17.A). Cuando la sequía meteorológica empieza, el sector agrícola suele ser el primer afectado, debido a su gran dependencia de la humedad del suelo. La humedad del suelo se reduce rápidamente durante períodos largos de sequía. Si persiste la carencia de precipitaciones, quienes dependen de los ríos, los embalses, los lagos y las aguas subterráneas pueden quedar afectados.

Cuando la precipitación vuelve a los niveles normales, la sequía meteorológica llega a su fin. Primero se repone la humedad del suelo, luego la circulación del agua, los embalses y lagos, y, por último, las aguas subterráneas. Por tanto, los impactos de la sequía pueden disminuir rápidamente en el sector agrícola gracias a la dependencia de la humedad del suelo, pero pueden alargarse durante meses o años en otros sectores que dependen de los suministros almacenados de agua superficial o subsuperficial. Los usuarios de las aguas subterráneas, que suelen ser los últimos afectados tras el inicio de la sequía meteorológica, también pueden ser

* Basado en parte en el material preparado por el Centro Americano de Mitigación de la Sequía (http://drought.unl.edu).



▲ **Figura 17.A** Secuencia de los impactos de la sequía. Después del comienzo de la sequía meteorológica, la agricultura es la primera afectada, seguida de las reducciones de la circulación del agua y los niveles hidrológicos de los lagos, los embalses y las aguas subterráneas. Al terminar la sequía meteorológica, la sequía agrícola acaba cuando se repone la humedad del suelo. La sequía hidrológica tarda un tiempo considerablemente mayor en acabar.

los últimos en volver a los niveles hidrológicos normales. La duración del período de recuperación depende de la intensidad de la sequía meteorológica, su duración y la cantidad de precipitación recibida al finalizar la sequía.

Los impactos sufridos a causa de la sequía son producto del acontecimiento meteorológico, así como de la vulnerabilidad social a períodos de carencia de precipitaciones. Dado que la demanda de agua aumenta como consecuencia del crecimiento de la población y las migraciones regionales, cabe esperar que en el futuro las sequías produzcan mayores impactos, haya o no un aumento de la frecuencia o la intensidad de la sequía meteorológica.

zona no saturada. Comparemos las partes B y C de la Figura 17.3. Cuando la corriente está desconectada, el nivel freático tiene un abultamiento apreciable por debajo de la corriente si la velocidad del movimiento del agua a través del cauce y la zona de aireación es mayor que la velocidad a la que las aguas subterráneas se apartan del abultamiento.

En algunos lugares, una corriente puede ser siempre efluente o influente. Sin embargo, en muchas situaciones la dirección del flujo puede variar mucho a lo largo de la corriente; algunas secciones reciben agua subterránea y otras secciones pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas. Además, la dirección de la corriente puede cambiar durante un intervalo corto de tiempo como consecuencia de tormentas, que añaden agua cerca de la orilla de la corriente o cuando inundaciones instantáneas temporales descienden por el canal.

Las aguas subterráneas contribuyen a las corrientes en la mayoría de los contextos geológicos y climáticos. Incluso cuando las corrientes principalmente pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas, determinadas secciones pueden recibir aportación de agua subterránea durante algunas estaciones. En un estudio de 54 corrientes de todas las partes de Estados Unidos, el análisis indicaba que el 52 por ciento del caudal era aportado por las aguas subterráneas. La aportación de las aguas subterráneas oscilaba entre un mínimo del 14 por ciento a un máximo del 90 por ciento.

Factores que influyen en el almacenamiento y la circulación de las aguas subterráneas

La naturaleza de los materiales subsuperficiales influye mucho en la velocidad del movimiento del agua subterránea y en la cantidad de agua subterránea que puede almacenarse. Dos factores son especialmente importantes: la porosidad y la permeabilidad.

Porosidad

El agua empapa el terreno porque el lecho de roca, el sedimento y el suelo contienen innumerables huecos o aperturas. Estas aperturas son similares a las de una esponja y a menudo se denominan poros. La cantidad de agua subterránea que puede almacenarse depende de la **porosidad** del material, que se define como el porcentaje del volumen total de roca o de sedimento formado por poros. Los huecos son con frecuencia espacios que quedan entre las partículas sedimentarias, pero también son comunes las diaclasas, las fallas, las cavidades formadas por disolución de la roca soluble, como la caliza, y las vesículas (vacíos dejados por los gases que escapan de la lava).

Las variaciones de porosidad pueden ser grandes. El sedimento es a menudo bastante poroso y los espacios abiertos pueden ocupar entre el 10 y el 50 por ciento del volumen total del sedimento. El espacio poroso depende del tamaño y la forma de los granos, de cómo están empaquetados, del grado de selección y, en las rocas sedimentarias, de la cantidad de material cementante. Por ejemplo, la arcilla puede tener una porosidad de hasta un 50 por ciento, mientras que algunas gravas pueden tener sólo un 20 por ciento de huecos.

Cuando se mezclan sedimentos de diversos tamaños, la porosidad se reduce porque las partículas más finas tienden a llenar las aperturas entre los granos más grandes. La mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, así como algunas rocas sedimentarias, están compuestas por cristales muy unidos, de manera que los huecos entre los granos pueden ser despreciables. En estas rocas, las fracturas proporcionan la porosidad.

Permeabilidad, acuicluidos y acuíferos

La porosidad, por sí sola, no puede medir la capacidad de un material para suministrar agua subterránea. La roca o el sedimento pueden ser muy porosos, pero no permitir el movimiento del agua a través de ellos. Los poros deben estar *conectados* para permitir el flujo de agua, y deben ser lo *bastante grandes* para permitirlo. Por tanto, la **permeabilidad** (*permeare* = penetrar) de un material, su capacidad para *transmitir* un fluido, es también muy importante.

El agua subterránea se mueve serpenteando y girando a través de pequeñas aperturas interconectadas. Cuanto menores sean los espacios porosos más lento será el movimiento del agua. Esta idea queda claramente ilustrada al examinar la información sobre el potencial de suministro de agua de diferentes materiales que se muestran

Tabla 17.2 Valores seleccionados de porosidad, rendimiento específico y retención específica*

Material	Porosidad	Porosidad eficaz	Retención específica
Suelo	55	40	15
Arcilla	50	2	48
Arena	25	22	3
Grava	20	19	1
Caliza	20	18	2
Arenisca (semiconsolidada)	11	6	5
Granito	0,1	0,09	0,01
Basalto (fresco)	11	8	3

*Los valores se dan en porcentaje por volumen.
Fuente: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 1987.

en la Tabla 17.2, en la que el agua subterránea se divide en dos categorías: (1) la porción que drenará bajo la influencia de la gravedad (denominada *porosidad eficaz*), *y* (2) la parte que es retenida a modo de película sobre las superficies de las partículas y las rocas y en diminutas aperturas (denominada *retención específica).* La porosidad eficaz indica cuánta agua es realmente asequible para su uso, mientras que la retención específica indica cuánta agua permanece unida al material. Por ejemplo, la capacidad de la arcilla para almacenar agua es grande debido a su gran porosidad, pero sus espacios porosos son tan pequeños que el agua es incapaz de moverse a través de ellos. Por tanto, la porosidad de la arcilla es grande, pero, debido a su baja permeabilidad, la arcilla tiene un rendimiento específico muy bajo.

Los estratos impermeables que obstaculizan o impiden el movimiento del agua se denominan **acuicludos.** La arcilla es un buen ejemplo. Por otro lado, las partículas más grandes, como la arena o la grava, tienen espacios porosos mayores. Por consiguiente, el agua se mueve con relativa facilidad. Los estratos de roca o sedimentos permeables que transmiten libremente el agua subterránea se denominan **acuíferos** (*aqua* = agua; *fer* = transportar). Las arenas y las gravas son ejemplos comunes.

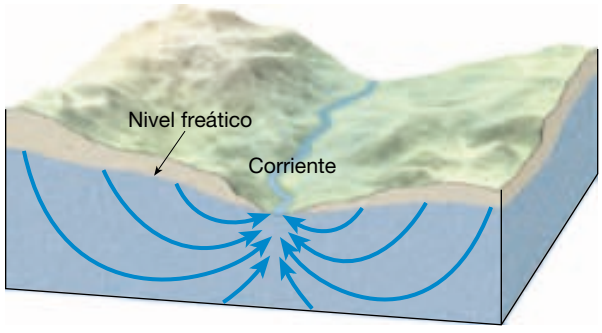
En resumen, hemos visto que la porosidad no siempre es una guía fiable de la cantidad de agua subterránea que puede producirse y que la permeabilidad es importante para determinar la velocidad de movimiento del agua subterránea y la cantidad de agua que podría bombearse desde un pozo.

Circulación de las aguas subterráneas

Ya hemos comentado el concepto erróneo común de que el agua subterránea aparece en ríos subterráneos parecidos a las corrientes de agua superficiales. Aunque existen ríos subterráneos, no son frecuentes. En cambio, como aprendimos en las secciones precedentes, existe agua subterránea en los espacios porosos y las fracturas que quedan en las rocas y sedimentos. Por tanto, al contrario de cualquier impresión de flujo rápido que un río subterráneo pueda evocar, el movimiento de la mayor parte del agua subterránea es extraordinariamente lento, de poro a poro. Por extraordinariamente lento entendemos velocidades típicas de unos pocos centímetros al día.

La energía que hace moverse el agua subterránea la proporciona la fuerza de la gravedad. En respuesta a la gravedad, el agua se mueve desde áreas donde el nivel freático es elevado a zonas donde éste es bajo. Esto significa que el agua tiende hacia un cauce de corriente, lago o manantial. Aunque algo del agua tome el camino más directo hacia debajo de la pendiente del nivel freático, gran parte sigue caminos curvos, largos, hacia la zona de descarga.

En la Figura 17.4 se muestra cómo percola el agua en una corriente desde todas las posibles direcciones. Algunas trayectorias retornan hacia arriba, según parece en contra de la fuerza de la gravedad, y entran por el fondo del cauce. Esto se explica fácilmente: cuanto mayor sea la profundidad en la zona de saturación, mayor será la presión del agua. Por tanto, los recovecos seguidos por el



▲ **Figura 17.4** Las flechas indican el movimiento del agua subterránea a través de material uniformemente permeable. Se puede pensar en los serpenteos que sigue el agua como el compromiso entre el empuje descendente de la gravedad y la tendencia del agua a moverse hacia zonas de presión reducida.

agua en la zona saturada pueden considerarse como un compromiso entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia áreas de presión reducida. Como consecuencia, a cualquier altura dada, el agua está bajo una presión mayor debajo de una colina que debajo de un cauce de corriente, y el agua tiende a migrar hacia los puntos de menor presión.

Los conceptos modernos de la circulación del agua subterránea fueron formulados a mediados del siglo XIX con el trabajo del ingeniero francés Henri Darcy. Durante este período, Darcy realizó mediciones y llevó a cabo experimentos en un intento de determinar si las necesidades hídricas de la ciudad de Dijon, en el centro oriental de Francia, podían satisfacerse con la explotación de las aguas subterráneas de la zona. Entre los experimentos realizados por Darcy hubo uno en el que se demostró que la velocidad del flujo de las aguas subterráneas es proporcional a la pendiente del nivel freático: cuanto más inclinada es la pendiente, más rápido es el movimiento del agua (ya que, cuanto más inclinada es la pendiente, mayor es la diferencia de presión entre dos puntos). La pendiente del nivel freático es conocida como **gradiente hidráulico** y puede expresarse de la siguiente manera:

$$\text{Gradiente hidráulico} = \frac{h_1 - h_2}{d}$$

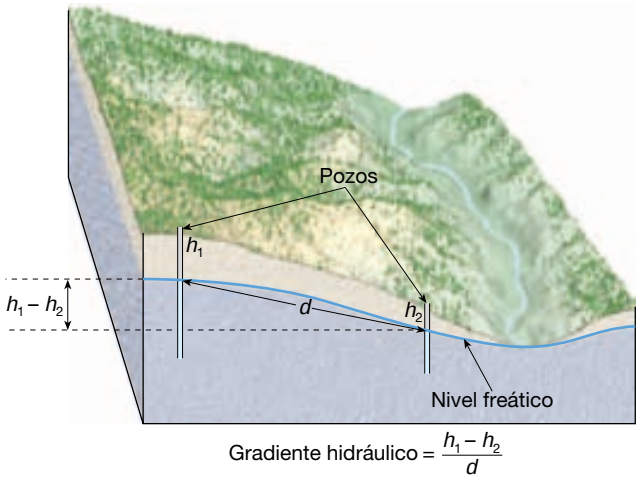
donde h_1 es la elevación de un punto sobre el nivel freático, h_2 la elevación de un segundo punto, y d es la distancia horizontal entre ambos puntos (Figura 17.5).

Darcy también experimentó con diferentes materiales como arena gruesa y arena fina, midiendo la velocidad del flujo a través de tubos llenos de sedimentos inclinados a varios ángulos. Descubrió que la velocidad del flujo variaba con la permeabilidad del sedimento: las aguas subterráneas fluyen con mayor velocidad a través de los sedimentos con una mayor permeabilidad que a través de los materiales con una permeabilidad menor. Este factor es conocido como **conductividad hidráulica** y es un coeficiente que tiene en cuenta la permeabilidad del acuífero y la viscosidad del fluido.

Para determinar el caudal (Q), es decir, el volumen real de agua que fluye a través de un acuífero en un momento determinado, se utiliza la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{K A(h_1 - h_2)}{d}$$

donde $\frac{h_1 - h_2}{d}$ es el gradiente hidráulico. K es el coeficiente que representa la conductividad hidráulica y A es el área transversal del acuífero. Esta expresión se ha denominado **ley de Darcy** en honor al científico pionero francés.



▲ **Figura 17.5** El gradiente hidráulico se determina midiendo la diferencia de elevación entre dos puntos del nivel freático ($h_1 - h_2$) dividida por la distancia entre ellos, d. Los pozos se utilizan para determinar la altura del nivel freático.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Hay alguna manera de medir directamente la velocidad de movimiento de las aguas subterráneas en un acuífero?

Sí. En un método muy sencillo, se introduce un colorante en un pozo y se mide el tiempo hasta que el agente colorante aparece en otro pozo a una distancia conocida del primero. Con experimentos de este tipo se ha demostrado que la velocidad del movimiento de las aguas subterráneas es muy variable. Una velocidad típica de muchos acuíferos es de alrededor de 15 metros anuales (unos 4 centímetros diarios), pero se han medido velocidades más de 15 veces superiores a esta cifra en materiales excepcionalmente permeables.

Manantiales o fuentes



Aguas subterráneas
▼ Manantiales o fuentes y pozos

Los manantiales han despertado la curiosidad y maravillado a los seres humanos durante miles de años. El hecho de que los manantiales fueran, y para algunas personas todavía sean, fenómenos bastante misteriosos, no es difícil de entender, porque se trata de agua que fluye libremente desde el terreno en todo tipo de climas en una cantidad aparentemente inagotable, pero sin un origen obvio.

Sólo a mediados del siglo XVII, el físico francés Pierre Perrault, invalidó la antigua suposición de que la precipitación no podía explicar de manera adecuada la cantidad de agua que manaba de los manantiales y fluía a los ríos. Durante varios años, Perrault calculó la cantidad de agua que cayó en la cuenca del río Sena. Calculó luego la escorrentía anual media midiendo el caudal del río. Después de tener en cuenta la pérdida de agua por evaporación, demostró que quedaba suficiente agua para alimentar los manantiales. Gracias a los esfuerzos pioneros de Perrault y a las determinaciones realizadas por muchos después de él, sabemos ahora que el origen de los manantiales es el agua procedente de la zona de saturación y que el origen de esta agua son las precipitaciones.

Cuando el nivel freático intersecta la superficie terrestre, se produce un flujo natural de salida del agua subterránea, que se denomina **manantial** o **fuente.** Los manantiales se forman cuando un acuicluido detiene la circulación descendente del agua subterránea y la obliga a moverse lateralmente. Allí donde aflora un estrato permeable, aparece un manantial. Otra situación que lleva a la formación de una fuente es la ilustrada en la Figura 17.6. Aquí, un acuicluido se sitúa por encima del nivel freático principal. Conforme el agua se filtra hacia abajo, una porción de ella es interceptada por el acuicluido, creando así una zona local de saturación y un **nivel freático colgado.**

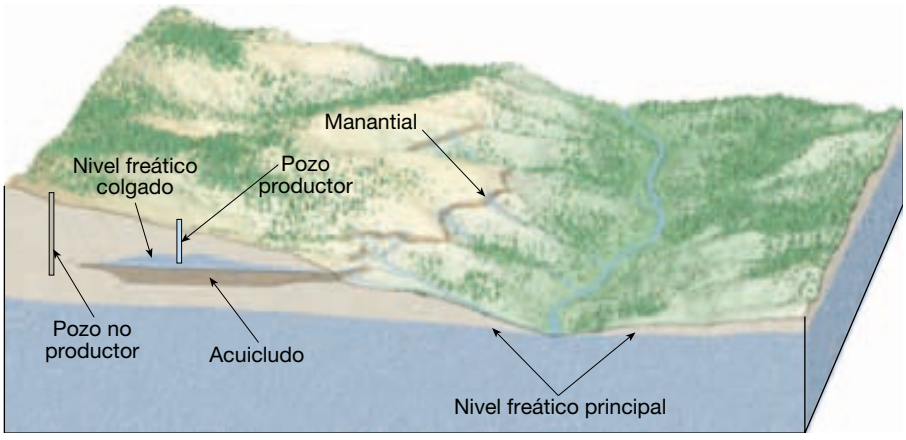
Los manantiales, sin embargo, no están confinados a lugares donde un nivel freático colgado crea un flujo hacia la superficie. Muchas situaciones geológicas llevan a la formación de manantiales porque las condiciones subterráneas varían mucho de un lugar a otro. Incluso en áreas donde las capas subyacentes son rocas cristalinas impermeables, pueden existir zonas permeables en forma de fracturas o canales de disolución. Si estas aperturas se llenan con agua y hacen intersección con la superficie de terreno a lo largo de una pendiente, se producirá un manantial.

Fuentes termales y géiseres

Por definición, el agua de una **fuente termal** está entre 6 y 9 °C más caliente que la temperatura media anual del aire para las localidades donde aparece. Sólo en Estados Unidos, hay más de 1.000 de estas fuentes (Figura 17.7).

Las temperaturas de las minas profundas y de los pozos petrolíferos normalmente se elevan, al aumentar la profundidad, una media de unos 2 °C cada 100 metros. Por consiguiente, cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si se eleva a la superficie, el agua puede emerger como una fuente termal. El agua de algunas fuentes termales del este de Estados Unidos se calienta de esta manera. Sin embargo, la gran mayoría (más del 95 por ciento) de las fuentes termales (y géiseres) de Estados Unidos se encuentra en el oeste (Figura 17.7). La razón para esta distribución es que la fuente de calor de la mayoría de las fuentes termales es el enfriamiento de las rocas ígneas, y es en el oeste donde la actividad ígnea se produjo más recientemente.

Los **géiseres** son fuentes termales intermitentes en las cuales las columnas de agua son expulsadas con gran fuerza a diversos intervalos, alcanzando a menudo 30-60 metros en el aire. Después de cesar el chorro de agua, se lanza una columna de vapor normalmente con un rugido atronador. Quizá el géiser más famoso del mundo es el Old Faithful del Parque Nacional Yellowstone, que hace erupción aproximadamente una vez por hora. La gran abundancia, diversidad y naturaleza espectacular de los géiseres de Yellowstone y otras características térmicas fueron indudablemente la razón principal para que se convirtiera en el primer parque nacional de Estados Unidos. También se encuentran géiseres en otras partes del mundo, sobre todo en Nueva Zelanda e Islandia. De hecho, la palabra islandesa *geysa*, que significa salir a chorros, nos proporcionó el nombre de «géiser».



▶ **Figura 17.6** Cuando un acuicluido está situado por encima del nivel freático principal, puede producirse una zona de saturación localizada. Donde el nivel freático colgado hace intersección con la ladera del valle, fluye un manantial. El nivel freático colgado también hizo que el pozo de la derecha diera agua, mientras que el de la izquierda no producirá agua a menos que sea perforado a una mayor profundidad.

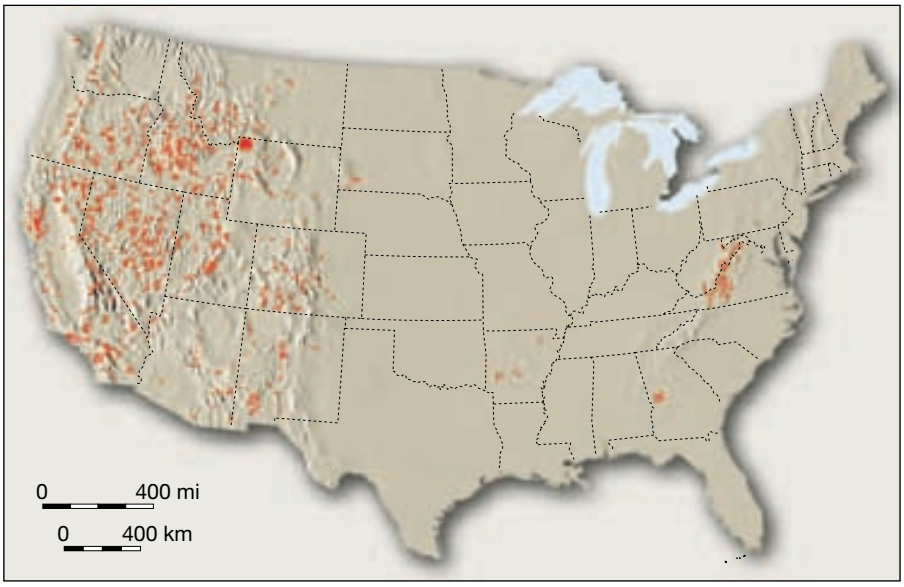


Figura 17.7 Distribución de las fuentes termales y de los géiseres en Estados Unidos. Obsérvese la concentración en el oeste, donde la actividad ígnea ha sido más reciente. (De G. A. Waring, U. S. Geological Survey Professional Paper 492, 1965.)

Los géiseres aparecen donde existen extensas cámaras subterráneas dentro de las rocas ígneas calientes. En la Figura 17.8 se muestra cómo funcionan. Cuando agua subterránea relativamente fría entra en las cámaras, se calienta gracias a la roca circundante. En el fondo de las cámaras, el agua está bajo una gran presión debido al peso del agua suprayacente. Esta gran presión evita que el agua hierva a la temperatura superficial normal de 100 °C. Por ejemplo, el agua del fondo de una cámara llena de agua situada a 300 metros debe alcanzar casi 230 °C antes de hervir. El calentamiento hace que el agua se expanda, con el resultado de que algo del agua se ve forzado a salir a la superficie. Esta pérdida de agua reduce la presión de la que queda en la cámara, lo que reduce el punto de ebullición. Una porción del agua que hay en profundidad dentro de la cámara se convierte rápidamente en vapor y el géiser entra en erupción (Figura 17.8). Después de la erupción, agua subterránea fría vuelve a entrar en la cámara y el ciclo vuelve a empezar.

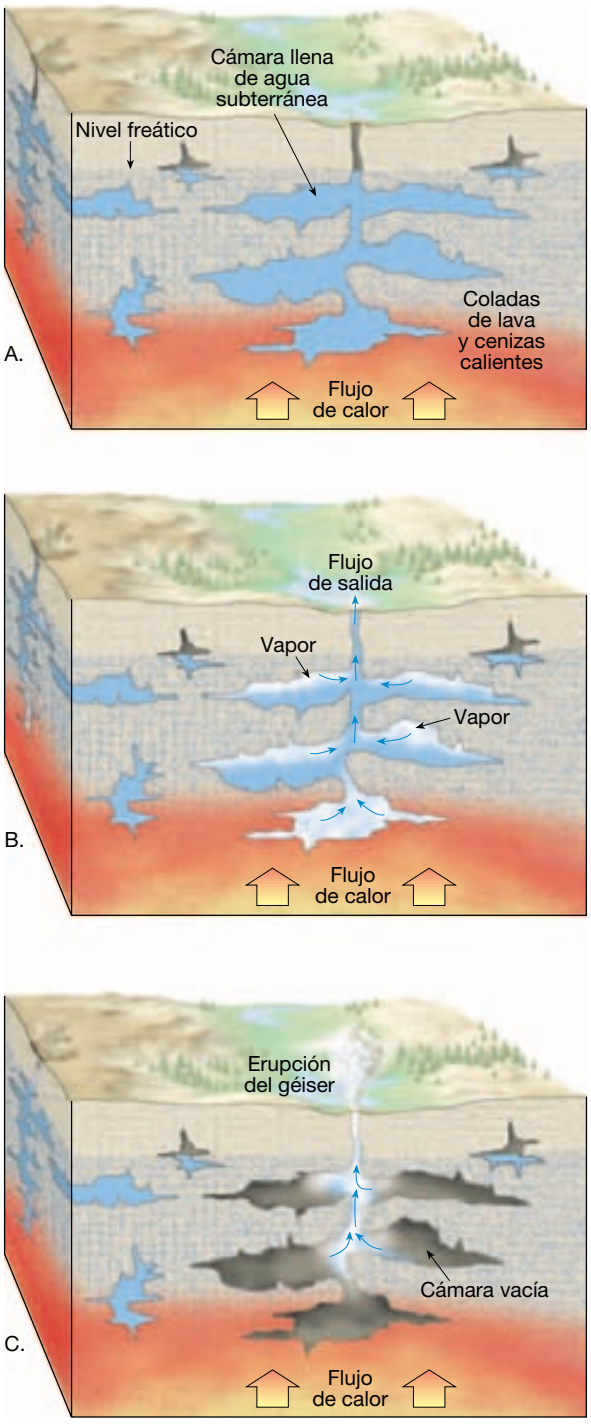
Cuando el agua subterránea de las fuentes termales y los géiseres fluye hacia fuera en la superficie, el material en solución suele precipitar, produciendo una acumulación de roca sedimentaria química. El material depositado en cualquier lugar determinado refleja habitualmente la composición química de la roca a través de la cual el agua circuló. Cuando el agua contiene sílice disuelta, se deposita alrededor de la fuente un material denominado *geiserita*. Cuando el agua contiene disuelto carbonato cálcico, se deposita una forma de caliza que se denomina *travertino* o *toba calcárea*. El último término se utiliza si el material es esponjoso y poroso.

Los depósitos de las fuentes termales Mammoth del Parque Nacional Yellowstone son más espectaculares que la mayoría. Conforme el agua caliente fluye hacia arriba a través de una serie de canales y luego a la superficie, la presión reducida permite que se separe el dióxido de carbono y escape del agua. La pérdida del dióxido de carbono hace que el agua se sobresature con carbonato cálcico, que entonces precipita. Además de contener sílice y carbonato cálcico disueltos, algunas fuentes termales contienen azufre, que proporciona al agua un mal sabor y un olor desagradable. Indudablemente la fuente Rotten Egg (huevo podrido) de Nevada es de este tipo.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Sé que Old Faithful, en el Parque Nacional Yellowstone, es el géiser más famoso. ¿Es el más grande?

No. Parece que esa distinción pertenece al géiser Steamboat de Yellowstone, al menos si utilizamos la palabra «grande» con el significado de «alto». Durante una erupción grande, el géiser Steamboat puede expulsar chorros de agua de 90 metros de altura durante hasta 40 minutos. Después de esta fase de agua, en la fase de vapor se producen potentes expulsiones de nubes calientes que se elevan 150 metros en el cielo. Como la mayoría de géiseres de Yellowstone, el géiser Steamboat no es fiable como Old Faithful. Los intervalos entre erupciones pueden oscilar entre tres días y 50 años. El géiser, que permaneció en completo reposo de 1911 a 1961, ha entrado en erupción menos de 10 veces desde 1989.



▲ **Figura 17.8** Diagramas idealizados de un géiser. Un géiser puede formarse si el calor no se distribuye por convección. **A.** En esta figura, el agua situada cerca del fondo se calienta hasta casi su punto de ebullición. El punto de ebullición es más alto allí que en la superficie, porque el peso del agua que tiene por encima aumenta la presión. **B.** El agua situada por encima en el sistema del géiser también se calienta. Por consiguiente, se expande y fluye hacia arriba, reduciendo la presión del agua situada en el fondo. **C.** Al reducirse la presión en el fondo, se produce la ebullición. Algo del agua del fondo sale en forma de vapor expansivo y produce una erupción.

Pozos



Aguas subterráneas
▼ Manantiales o fuentes y pozos

El método más común para extraer agua subterránea es el **pozo,** un agujero taladrado en la zona de saturación. Los pozos sirven a modo de pequeños depósitos a los cuales migra el agua subterránea y de los cuales puede bombearse a la superficie. La utilización de pozos se remonta a muchos siglos y sigue siendo un método importante para la obtención de agua en la actualidad. Con mucho, la utilización mayor de esta agua en Estados Unidos es la irrigación para la agricultura. Más del 65 por ciento del agua subterránea utilizada cada año se emplea para este fin. El uso industrial se encuentra en segundo lugar, seguido de la cantidad utilizada en los sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades y en las casas rurales.

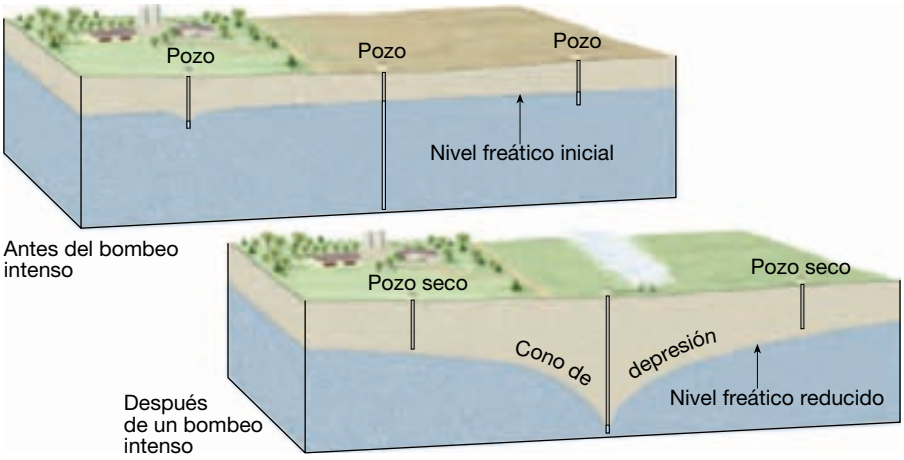
El nivel freático puede fluctuar considerablemente a lo largo de un año, descendiendo durante las estaciones secas y elevándose tras los períodos de lluvia. Por consiguiente, para asegurar un abastecimiento continuo de agua, un pozo debe penetrar debajo del nivel freático. Cuando se extrae agua de un pozo, el nivel freático alrededor del pozo se reduce. Este efecto, denominado **descenso de nivel,** disminuye al aumentar la distancia desde el pozo. El resultado es una depresión en el nivel freático, de forma aproximadamente cónica, conocida

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

He oído decir que los suministros de agua subterránea pueden localizarse utilizando un palo bifurcado. ¿Realmente se puede hacer así?

Lo que describe es una práctica denominada «radiestesia». En el método clásico, una persona, sosteniendo un palo bifurcado, anda de un lado a otro sobre una zona. Cuando se detecta agua, se supone que la parte inferior de la «Y» percibe una atracción hacia abajo.

Los geólogos y los ingenieros, como poco, dudan. Las historias de casos y las demostraciones pueden parecer convincentes, pero cuando la radiestesia se somete al escrutinio científico, fracasa. Los ejemplos más «satisfactorios» de radiestesia se producen en lugares donde sería difícil que el agua pasara desapercibida. En una región con las lluvias adecuadas y una geología favorable, ¡es difícil perforar y no encontrar agua!



◀ **Figura 17.9** Suele formarse un cono de depresión en el nivel freático alrededor de un pozo de bombeo. Si un bombeo intenso reduce el nivel freático, pueden secarse los pozos someros.

como **cono de depresión** (Figura 17.9). Dado que el cono de depresión aumenta el gradiente hidráulico cerca del pozo, el agua subterránea fluirá más deprisa hacia la apertura. Para la mayoría de los pozos domésticos más pequeños, el cono de depresión es despreciable. Sin embargo, cuando los pozos están siendo bombeados con mucha intensidad para el regadío o con fines industriales, la extracción del agua puede ser lo bastante grande como para crear un cono de depresión muy ancho y empinado. Esto puede reducir sustancialmente el nivel freático de un área y secar los pozos poco profundos de los alrededores. En la Figura 17.9 se ilustra esta situación.

La excavación de un pozo satisfactorio es un problema familiar para las personas que viven en áreas donde el agua subterránea es la fuente principal de abastecimiento. Un pozo puede ser productivo a una profundidad de 10 metros, mientras que un vecino puede tener que profundizar dos veces más para encontrar un abastecimiento adecuado. Otros pueden verse obligados a llegar a mayor profundidad o a intentarlo en un sitio diferente. Cuando los materiales subsuperficiales son heterogéneos, la cantidad de agua que un pozo es capaz de proporcionar puede variar mucho en distancias cortas. Por ejemplo, cuando se perforan dos pozos próximos al mismo nivel y sólo uno produce agua, puede deberse a la presencia de un nivel freático colgado debajo de uno de ellos. Este caso se muestra en la Figura 17.6. Las rocas metamórficas e ígneas masivas proporcionan un segundo ejemplo. Estas rocas cristalinas no suelen ser muy permeables, excepto cuando son cortadas por muchas diaclasas y fracturas que intersectan entre sí. Por consiguiente, cuando un pozo perforado en una roca de este tipo no se encuentra con una red adecuada de fracturas, es probable que sea improductivo.

Pozos artesianos



Aguas subterráneas
▼ Manantiales o fuentes y pozos

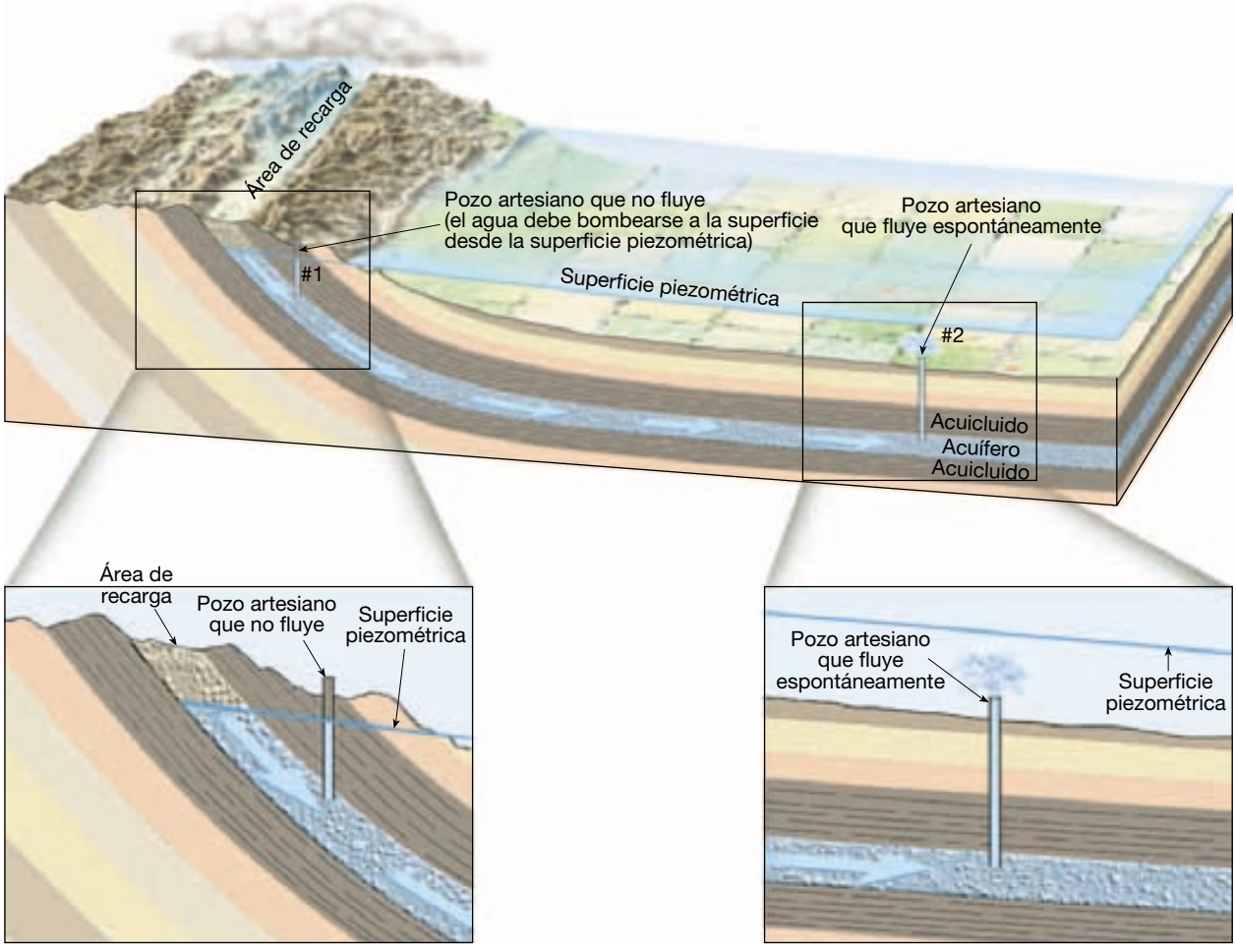
En la mayoría de los pozos, el agua no puede ascender por sí misma. Si el agua se encuentra por primera vez a 30 metros de profundidad, permanecerá a ese nivel, fluctuando quizá un metro o dos con los períodos estacionales de humedad y sequía. Sin embargo, en algunos pozos, el agua asciende, derramándose a veces por la superficie. Estos pozos son abundantes en la región *Artois* del norte de Francia y por eso denominamos a estos pozos autoascendentes *artesianos*.

Para muchas personas el término *artesiano* se aplica a cualquier pozo perforado a grandes profundidades. Este uso del término es incorrecto. Otros creen que un pozo artesiano debe fluir libremente a la superficie (Figura 17.10). Aunque ésta es una idea más correcta que la primera, constituye una definición muy restringida. El término **artesiano** se aplica *a cualquier* situación en la cual el agua subterránea bajo presión asciende por encima del nivel del acuífero. Como veremos, esto no significa siempre una salida de flujo libre a la superficie.

Para que exista un sistema artesiano, deben cumplirse dos condiciones (Figura 17.11): (1) el agua debe estar confinada a un acuífero inclinado, de modo que un extremo pueda recibir agua, y (2) debe haber acuicludos, encima y debajo del acuífero, para evitar que el agua escape. Cuando se pincha esta capa, la presión creada por el peso del agua situada encima obligará al agua a elevarse hasta un nivel denominado **piezométrico**. Si no hay fricción, el agua del pozo se elevará al nivel del agua situada encima del acuífero. Sin embargo, la fricción reduce la altura de la superficie piezométrica. Cuanto mayor sea la distancia desde el



▶ **Figura 17.10** A veces el agua fluye libremente a la superficie cuando se desarrolla un pozo artesiano. Sin embargo, en la mayoría de los pozos artesianos, el agua debe ser bombeada a la superficie. (Foto de James E. Patterson.)



▲ **Figura 17.11** Los sistemas artesianos se producen cuando un acuífero inclinado está confinado entre estratos impermeables.

área de recarga (donde el agua entra en el acuífero inclinado), mayor será la fricción y menor la elevación del agua.

En la Figura 17.11, el pozo 1 es un **pozo artesiano no surgente,** porque en esta situación la superficie piezométrica está por debajo del nivel del suelo. Cuando la superficie piezométrica está por encima del terreno y el pozo se perfora en el acuífero, se crea un **pozo artesiano surgente** (pozo 2, Figura 17.11). No todos los sistemas

artesianos son pozos. También existen *fuentes artesianas*. En este caso, el agua subterránea alcanza la superficie elevándose a través de una fractura natural, en lugar de hacerlo a través de un agujero producido artificialmente.

Los sistemas artesianos actúan como conductos, transmitiendo a menudo el agua a grandes distancias desde áreas remotas de recarga hasta los puntos de descarga. Un sistema artesiano bien conocido en Dakota del Sur es un buen ejemplo de esto. En la parte occidental del estado, los bordes de una serie de capas sedimentarias se han doblado hacia la superficie a lo largo de los flancos de las Black Hills. Una de esas capas, la arenisca Dakota permeable, se encuentra entre capas impermeables y buza gradualmente en el terreno hacia el este. Cuando se pinchó el acuífero por primera vez, el agua brotó de la superficie del terreno, creando fuentes de muchos metros de altura (Figura 17.12). En algunos lugares, la fuerza del agua fue suficiente como para proporcionar energía a turbinas hidráulicas. Sin embargo, escenas como las de la imagen de la Figura 17.12 ya no pueden ocurrir, porque se han perforado miles de pozos adicionales en el mismo acuífero. Esto agotó el depósito, y descendió el nivel freático del área de recarga. Como consecuencia, la presión cayó hasta el punto de que muchos pozos dejaron de fluir y tuvieron que ser bombeados.

A una escala diferente, los sistemas de abastecimiento de las ciudades pueden ser considerados ejemplos de sistemas artesianos artificiales (Figura 17.13). El depósito de agua representaría el área de recarga; las tuberías, el acuífero confinado, y los grifos de las casas, los pozos artesianos surgentes.



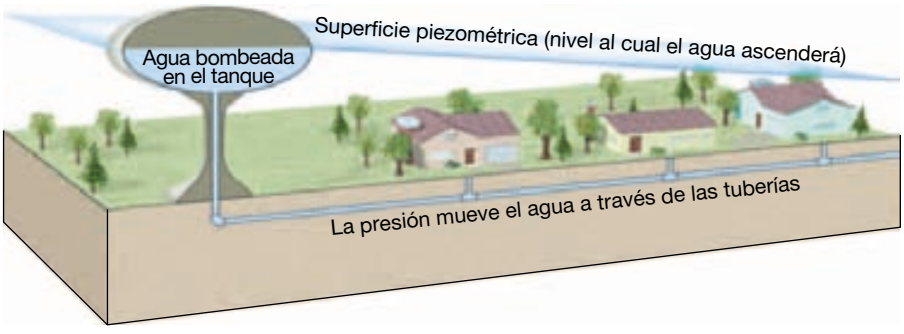
▲ **Figura 17.12** Pozo artesiano que fluye «en forma de surtidor» en Dakota del Sur a principios del siglo XX. En la actualidad se explota el mismo acuífero confinado a través de millares de pozos adicionales; por tanto, la presión ha descendido hasta el punto de que muchos pozos han dejado de fluir por completo y deben bombearse. (Foto de N. H. Darton, U. S. Geological Survey.)

Problemas relacionados con la extracción del agua subterránea

Como ocurre con muchos de nuestros valiosos recursos naturales, el agua subterránea está siendo explotada a un ritmo creciente. En algunas zonas, la sobreexplotación amenaza la existencia del abastecimiento de agua subterránea. En otros lugares, su extracción ha hecho que se hunda el terreno y todo lo que descansaba sobre él. En otros lugares hay preocupación por la posible contaminación del abastecimiento de las aguas subterráneas.

Tratamiento del agua subterránea como un recurso no renovable

Muchos sistemas naturales tienden a establecer un estado de equilibrio. El sistema de aguas subterráneas no es una excepción. La altura del nivel freático refleja un equilibrio



◀ **Figura 17.13** Los sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades pueden considerarse sistemas artesianos artificiales.

entre la velocidad de infiltración y la velocidad de descarga y extracción. Cualquier desequilibrio elevará o reducirá el nivel freático. Desequilibrios a largo plazo pueden inducir una caída significativa del nivel freático si hay una reducción de la recarga debido a una sequía prolongada o a un aumento de la descarga o la extracción de las aguas subterráneas.

A muchas personas les parece que el agua subterránea es un recurso interminablemente renovable, porque es continuamente repuesta por el agua de la lluvia y el deshielo de la nieve. Pero en algunas regiones, el agua subterránea ha sido y continúa siendo tratada como un recurso *no renovable*. Donde esto ocurre, el agua disponible para recargar el acuífero se queda significativamente corta con respecto a la cantidad que se extrae.

La región de los High Plains (Estados Unidos) proporciona un ejemplo. Aquí la economía agrícola extensiva depende mucho del regadío. En algunas partes de la región, donde se ha practicado regadío intenso durante un período prolongado, el agotamiento del agua subterránea ha sido severo. Bajo esas circunstancias, cabe decir que el agua subterránea está siendo literalmente «explotada». Aun cuando el bombeo se interrumpiera inmediatamente, se tardarían centenares o miles de años hasta reponerla por completo. En el Recuadro 17.2 se analiza detenidamente esta cuestión.

Subsidencia

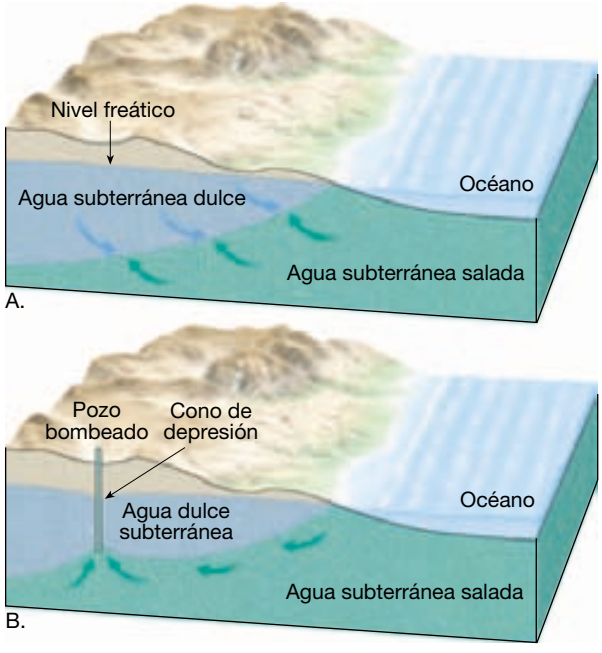
Como se verá más tarde en este mismo capítulo, la subsidencia superficial puede ser consecuencia de procesos naturales relacionados con el agua subterránea. Sin embargo, el terreno puede hundirse también cuando el agua se bombea desde los pozos más rápidamente de lo que pueden reemplazarla los procesos de recarga natural. Este efecto es particularmente pronunciado en áreas con estratos potentes de sedimentos no consolidados superpuestos. Conforme se extrae el agua, la presión del agua desciende y el peso de la sobrecarga se transfiere al sedimento. La mayor presión compacta herméticamente los granos de sedimento y el terreno se hunde.

Pueden utilizarse muchas zonas para ilustrar la subsidencia del terreno causada por el bombeo excesivo del agua subterránea a partir de sedimento relativamente suelto. Un ejemplo clásico en Estados Unidos se produjo en el valle de San Joaquín, en California, y se comenta en el Recuadro 17.3. Existen muchos otros casos de subsidencia de terreno debido a bombeo del agua subterránea en Estados Unidos, entre ellos Las Vegas, Nevada; Nueva Orleans y Baton Rouge, Luisiana, y el área Houston-Galveston de Texas. En el área costera baja entre Houston y Galveston, la subsidencia del terreno oscila entre 1,5 metros y 3 metros. El resultado es que alrededor de 78 kilómetros cuadrados están permanentemente inundados.

Fuera de Estados Unidos, uno de los ejemplos más espectaculares de subsidencia se produjo en la ciudad de México, que está construida en lo que antes era el fondo de un lago. En la primera mitad del siglo XX se perforaron miles de pozos en los sedimentos saturados de agua de debajo de la ciudad. A medida que se iba extrayendo el agua, zonas de la ciudad se hundieron hasta 6 o 7 metros. En algunos lugares, los edificios se han hundido hasta tal punto que el acceso a ellos desde la calle se realiza por donde ¡antes era el segundo piso!

Contaminación salina

En muchas áreas costeras, el recurso de las aguas subterráneas está siendo amenazado por la intrusión de agua de mar. Para entender este problema, debemos examinar la relación entre el agua subterránea dulce y el agua subterránea salada. La Figura 17.14A es un diagrama de un corte que ilustra esta relación en un área costera situada encima de materiales homogéneos permeables. El agua dulce es menos densa que el agua salada, de manera que flota sobre ella y forma un cuerpo lenticular grande que



▲ **Figura 17.14** **A.** Dado que el agua dulce es menos densa que el agua salada, flota **sobre** esta última y forma un cuerpo lenticular que puede extenderse hasta profundidades considerables debajo del nivel del mar. **B.** Cuando un bombeo excesivo reduce el nivel freático, la base de la zona de agua dulce se elevará 40 veces esa cantidad. El resultado puede ser la contaminación de los pozos con agua salada.

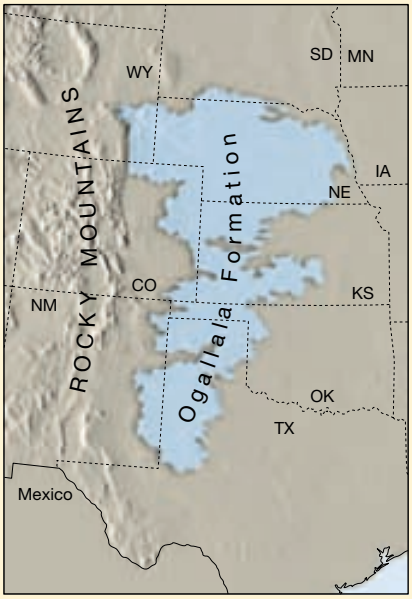


Recuadro 17.2 ▸ El hombre y el medio ambiente

El acuífero de Ogallala: ¿cuánto va a durar el agua?

La región High Plains se extiende desde el oeste de las dos Dakotas en dirección sur hasta Texas. A pesar de ser una zona con pocas lluvias, es una de las regiones agrícolas más importantes de Estados Unidos. El motivo es una gran dotación de aguas subterráneas que posibilita la de la mayor parte de los 450.000 kilómetros cuadrados que componen la región. El origen de la mayor parte de esta agua es la formación Ogallala, el acuífero más grande de Estados Unidos (Figura 17.B).

Desde el punto de vista geológico, la formación Ogallala es joven, está formada por una serie de capas de arena y grava de finales del Terciario y el Cuaternario. Los sedimentos procedían de la erosión de las montañas Rocosas y fueron transportados hacia el este por corrientes lentas. La erosión ha retirado una gran parte de la formación desde el este de Colorado, rompiendo la conexión entre Ogallala y las montañas Rocosas.



▲ **Figure 17.B** La formación Ogallala yace bajo 450.000 km² de los High Plains convirtiéndose en el acuífero más grande de Estados Unidos.

La formación Ogallala tiene un grosor de 60 metros y en algunos lugares alcanza los 180 metros. Las aguas subterráneas del acuífero procedían de las corrientes descendentes de las Rocosas, así como de la precipitación superficial que se infiltró en el suelo durante millares de años. Debido a su porosidad elevada y su gran tamaño, Ogallala acumuló grandes cantidades de aguas subterráneas: ¡el agua dulce suficiente para llenar el lago Huron! En la actualidad, con la ruptura de la conexión entre el acuífero y las Rocosas, toda la recarga de Ogallala procede de las escasas lluvias de la región.

El acuífero de Ogallala fue el primero que se utilizó para la irrigación a finales del siglo XIX, pero su uso estaba limitado por la capacidad de las bombas disponibles en esa época. En la década de los 20, con el desarrollo de bombas de irrigación de gran capacidad, los agricultores de High Plains, en especial en Texas, empezaron a explotar la formación Ogallala para la irrigación. Luego, en los años 50, la tecnología mejorada trajo la explotación a gran escala del acuífero. En la actualidad se utilizan casi 170.000 pozos para irrigar más de 65.000 kilómetros cuadrados de tierra.

Con el aumento de la irrigación vino una caída drástica del nivel freático de Ogallala, en especial en la zona meridional de High Plains. Los descensos del nivel freático de 3 a 15 metros son habituales, y en algunos lugares el nivel freático actual se sitúa 60 metros por debajo de su nivel anterior a la irrigación.

Desde la década de los 80, ha disminuido el número de acres irrigados en High Plains. Un motivo importante ha sido el aumento de los costes energéticos. Puesto que los niveles de agua han descendido, los costes de bombear las aguas superficiales hasta la superficie han aumentado.

Aunque el descenso del nivel freático se ha ralentizado en algunas partes del sur de High Plains, se continúa realizando un bombeo sustancial, que a menudo supera la recarga. El futuro de la agricultura irrigada en esta región está claramente en peligro.

> El sur de High Plains representa una zona de los Estados Unidos que volverá, tarde o temprano, a la agricultura de secano. La transición se producirá más pronto y con menos crisis económicas si la industria agrícola se aleja gradualmente de su dependencia de la irrigación con aguas subterráneas. Si no se hace nada hasta que se agote toda la reserva hídrica del acuífero de Ogallala, la transición será ecológicamente peligrosa y económicamente terrible*.

* National Research Council. *Solid-Earth Sciences and Society.* Washington, DC: National Academy Press, 1993, pág. 148.

puede extenderse a profundidades considerables por debajo del nivel del mar. En dicha situación, si el nivel freático se encuentra a un metro por encima del nivel del mar, la base del volumen de agua dulce se extenderá hasta una profundidad de unos 40 metros por debajo del nivel del mar. Dicho de otra manera, la profundidad del agua dulce por debajo del nivel del mar es unas 40 veces mayor que la elevación del nivel freático por encima del nivel del mar. Por tanto, cuando el bombeo excesivo hace descender el nivel freático en una cierta cantidad, el fondo de la zona de agua dulce se elevará unas 40 veces esa cantidad. Por consiguiente, si continúa la extracción de agua dulce hasta exceder la recarga, llegará un momento en que la elevación del agua salada será suficiente como para ser extraída de los pozos, contaminando así el suministro de agua dulce (Figura 17.14B). Los pozos profundos y los



Recuadro 17.3 ▶ El hombre y el medio ambiente

Subsidencia del terreno en el valle de San Joaquín

El valle de San Joaquín es una amplia cubeta que contiene un potente relleno de sedimentos. Del tamaño de Maryland, constituye los dos tercios meridionales del valle central de California, una tierra plana que separa dos cordilleras montañosas, la cordillera Costera al oeste y la Sierra Nevada al este (Figura 17.C). El sistema de acuíferos del valle es una mezcla de materiales de aluvión procedentes de las montañas circundantes. La potencia de sedimentos tiene un valor medio de unos 870 metros. El clima del valle es entre árido y semiárido, con una precipitación anual media que oscila entre 120 y 350 milímetros.

El valle de San Joaquín tiene una fuerte economía agrícola que exige grandes cantidades de agua para el regadío. Durante muchos años, hasta el 50 por ciento de esta necesidad se satisfizo con el agua subterránea. Además, casi todas las ciudades de la región utilizan el agua subterránea para uso doméstico e industrial.

Aunque el desarrollo del agua subterránea del valle para regadío empezó a finales del siglo pasado, la subsidencia del terreno no se inició hasta la mitad de la segunda década del siglo XX, cuando aumentó notablemente la extracción de agua. A principios de los setenta, los niveles de agua habían disminuido hasta 120 metros. La subsidencia resultante del terreno superó los 8,5 metros en un lugar de la región (Figura 17.D). En ese momento, había áreas del valle en las que se producía subsidencia a una velocidad superior a 0,3 metros al año.

Entonces, dado que el agua de superficie se estaba importando y el bombeo de agua subterránea se redujo, los niveles de agua de los acuíferos se recuperaron y la subsidencia se interrumpió. Sin embargo, durante la sequía de 1976-1977, el intenso bombeo de agua subterránea indujo una reactivación de la subsidencia. En esta época, los niveles de agua descendieron mucho más rápido debido a la menor capacidad de almacenamiento causada por la compactación previa de los sedimentos. En total, se vio afectada por la subsidencia la mitad del valle. Según el U. S. Geological Survey:

> La subsidencia en el valle de San Joaquín representa probablemente una de las mayores alteraciones de la configuración de la superficie terrestre... Ha producido problemas graves y económicamente costosos en la construcción y en el mantenimiento de las estructuras de transporte del agua, carreteras y estructuras superficiales; también se han gastado muchos millones de dólares en la reparación y sustitución de pozos de agua subterránea. La subsidencia, además de cambiar el gradiente y el curso de las corrientes y los arroyos del valle, ha producido inundaciones inesperadas, que han costado a los granjeros muchos centenares de miles de dólares para nivelar el terreno*.



▲ **Figure 17.C** El área sombreada muestra el valle de San Joaquín, en California.



▲ **Figure 17.D** Las marcas de este poste de luz indican el nivel de la tierra circundante en los años anteriores. Entre 1925 y 1975 esta parte del Valle de San Joaquín experimentó una subsidencia de casi 9 metros como consecuencia de la extracción de agua subterránea y la compactación consecutiva de los sedimentos. (Foto cortesía de U.S. Geological Survey.)

Se han documentado efectos similares en el área de San José del valle de Santa Clara, California, donde, entre 1916 y 1966, la subsidencia se acercó a los 4 metros. La inundación de las tierras que bordean la parte meridional de la bahía de San Francisco fue uno de los resultados. Como ocurrió en el valle de San Joaquín, la subsidencia se interrumpió cuando aumentó la importación del agua de superficie, permitiendo la disminución de la extracción del agua subterránea.

* R. L. Ireland, J. F. Poland y F. S. Riley, *Land Subsidence in the San Joaquín Valley, California, as of 1980*, U. S. Geological Survey Professional Paper 437-1 (Washington, DC: US. Government Printing Office, 1984), pág. 11.

pozos próximos a la costa son normalmente los primeros en verse afectados.

En las zonas costeras urbanizadas, los problemas creados por bombeo excesivo están agravados por un descenso del ritmo de recarga natural. A medida que aumentan las calles, los aparcamientos y los edificios que cubren la superficie, disminuye la infiltración en el suelo.

Para intentar corregir el problema de la contaminación del agua subterránea con agua salada, puede utilizarse una red de pozos de recarga. Estos pozos permiten el bombeo de las aguas de nuevo al sistema de aguas subterráneas. Un segundo método de corrección se lleva a cabo mediante la construcción de grandes cuencas. Estas cuencas recogen el drenaje de superficie y permiten que se infiltre en el terreno. En Long Island, Nueva York, donde el problema de la contaminación salina se reconoció hace más de 40 años, se han utilizado estos dos métodos con considerable éxito.

La contaminación de los acuíferos de agua dulce por agua salada constituye fundamentalmente un problema en las zonas costeras, pero también puede amenazar a zonas no costeras. Muchas rocas sedimentarias antiguas de origen marino se depositaron cuando el océano cubría lugares que ahora se encuentran bastante en el interior. En algunos casos, cantidades significativas de agua de mar quedaron atrapadas y todavía permanecen en la roca. Estos estratos a veces contienen cantidades de agua dulce y pueden ser bombeadas para su uso. Sin embargo, si el agua dulce se elimina más deprisa de lo que puede reponerse, el agua salada puede introducirse y dejar inutilizables los pozos. Una situación como ésta amenazó a los usuarios de un profundo acuífero de arenisca (del Cámbrico) en la zona de Chicago. Para contrarrestarlo, se distribuyó agua del lago Michigan a las comunidades afectadas con objeto de compensar la velocidad de extracción del acuífero.

Contaminación del agua subterránea

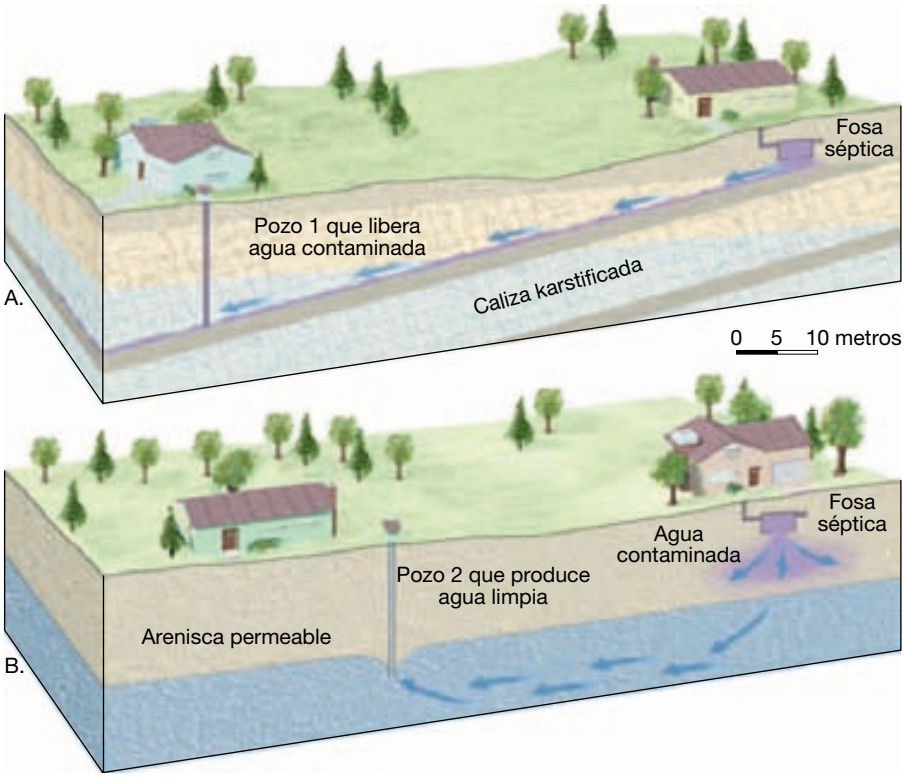
La contaminación del agua subterránea es una cuestión seria, en particular en las áreas donde los acuíferos proporcionan una gran parte del suministro de agua. Un origen común de la contaminación del agua subterránea son las aguas fecales. Entre sus fuentes se cuenta un número creciente de fosas sépticas, así como sistemas de alcantarillado inadecuados o rotos y los desechos de las granjas.

Si las aguas residuales que están contaminadas con bacterias entran en el sistema de aguas subterráneas, pueden purificarse mediante procesos naturales. Las bacterias peligrosas pueden ser filtradas mecánicamente por el sedimento a través del cual el agua percola, destruidas por oxidación química o asimiladas por otros microorganismos. Para que se produzca purificación, sin embargo, el acuífero debe ser de la composición correcta. Por ejemplo, acuíferos extremadamente permeables (como rocas cristalinas muy fracturadas, grava gruesa o caliza karstificada) tienen aperturas tan grandes que el agua subterránea contaminada puede recorrer grandes distancias sin ser purificada. En este caso, el agua fluye con demasiada rapidez y no está en contacto con el material circundante el tiempo suficiente para que se produzca su purificación. Éste es el problema del pozo 1 de la Figura 17.15A.

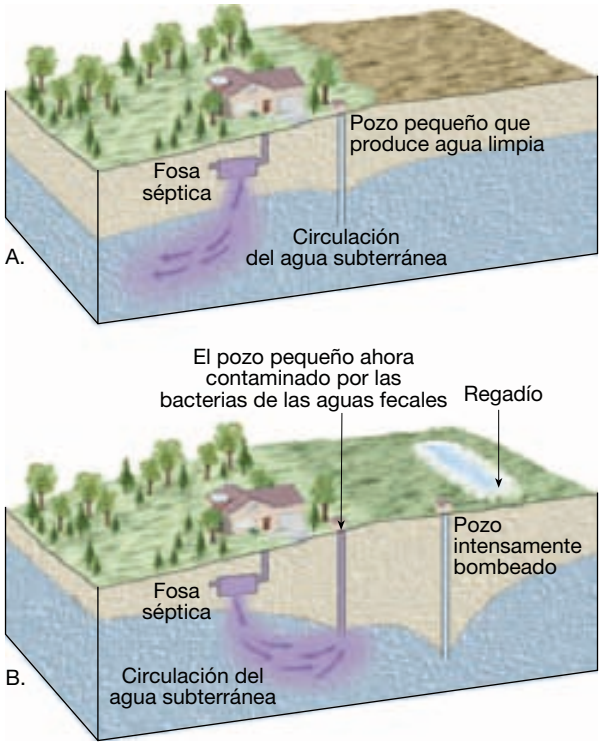
Por otro lado, cuando el acuífero está compuesto por arena o arenisca permeable, a veces puede purificarse después de viajar por él sólo unas docenas de metros. Los huecos entre los granos de arena son lo bastante grandes como para permitir el movimiento del agua, pero este movimiento es, por otro lado, lo bastante lento como para permitir un tiempo prolongado de purificación (pozo 2, Figura 17.15B).

A veces, la perforación de un pozo puede inducir problemas de contaminación del agua subterránea. Si el pozo bombea una cantidad suficiente de agua, el cono de depresión incrementará localmente la pendiente del nivel freático. En algunos casos, la pendiente original puede incluso invertirse. Esto podría inducir contaminación de los pozos que producían agua no contaminada antes de que empezara el bombeo intenso (Figura 17.16). También recordemos que la velocidad de circulación del agua subterránea aumenta conforme lo hace la inclinación de la pendiente del nivel freático. Esto podría producir problemas porque una velocidad de circulación más rápida permite menos tiempo para la purificación del agua en el acuífero antes de ser bombeada a la superficie.

Otras fuentes y tipos de contaminación amenazan también los suministros de agua subterránea (Figura 17.17). Entre ellos se cuentan sustancias muy utilizadas como la sal de carretera, los fertilizantes que se extienden por toda la superficie del terreno y los pesticidas. Además, puede escaparse una amplia variedad de productos químicos y materiales industriales de las tuberías, los tanques de almacenamiento, los depósitos y los estanques de retención. Algunos de esos contaminantes se clasifican como *peligrosos*, lo que significa que son inflamables, corrosivos, explosivos o tóxicos. En los vertederos, los posibles contaminantes se amontonan en montículos o se expanden directamente sobre el terreno. Cuando el agua de la lluvia rebosa a través de las basuras, puede disolver una variedad de materiales orgánicos e inorgánicos. Si el material lixiviado alcanza el nivel freático, se mezclará con el agua subterránea y contaminará el suministro. Problemas similares pueden producirse como consecuencia del escape de excavaciones superficiales, denominadas estanques de retención, en los que se acumulan desechos diversos de residuos líquidos.



▶ **Figura 17.15** **A.** Aunque el agua contaminada ha viajado más de 100 metros antes de alcanzar el pozo 1, se mueve demasiado deprisa a través de la caliza karstificada para ser purificada. **B.** Conforme la descarga desde el pozo séptico percola a través de la arenisca permeable, es purificada en una distancia relativamente corta.



▲ **Figura 17.16** **A.** Originalmente el flujo de salida de la fosa séptica se alejaba del pozo pequeño. **B.** El intenso bombeo del pozo cambió la pendiente del nivel freático, haciendo que el agua subterránea contaminada fluyera hacia el pozo pequeño.

Dado que el movimiento de las aguas subterráneas suele ser lento, el agua contaminada puede pasar desapercibida durante mucho tiempo. De hecho, la mayor parte de la contaminación se descubre sólo después de haberse visto afectada el agua potable y de que las personas enfermen. Llegados a este punto, el volumen de agua



▲ **Figura 17.17** A veces, las sustancias químicas agrícolas y los materiales lixiviados de los vertederos se abren camino hacia las aguas subterráneas. Éstas son dos de las posibles fuentes de la contaminación de las aguas subterráneas. (Foto de F. Rossotto/Corbis/The Stock Market.)

contaminada puede ser muy grande y, aun cuando se elimine inmediatamente la fuente de contaminación, no se resuelve el problema. Aunque las fuentes de contaminación del agua subterránea son numerosas, hay relativamente pocas soluciones.

Una vez identificado y eliminado el origen del problema, la práctica más común consiste simplemente en abandonar el suministro de agua y dejar que los contaminantes se vayan limpiando de manera gradual. Ésta es la solución menos costosa y más fácil, pero el acuífero debe permanecer sin utilizarse durante muchos años. Para acelerar este proceso, a veces se bombea el agua contaminada y se trata. Después de eliminar el agua infectada, se deja que el acuífero se recargue de forma natural o, en algunos casos, se bombea de vuelta al acuífero el agua tratada o agua limpia. Este proceso es costoso y largo, y puede ser arriesgado, pues no hay manera de asegurar que se ha eliminado toda la contaminación. Por supuesto, la solución más eficaz a la contaminación del agua subterránea es la prevención.

El trabajo geológico del agua subterránea

El agua subterránea disuelve la roca. Este hecho es clave para comprender cómo se forman cavernas y dolinas. Dado que las rocas solubles, especialmente las calizas, cubren millones de kilómetros cuadrados bajo la superficie terrestre, es aquí donde el agua subterránea realiza su importante papel como agente erosivo. La caliza es casi insoluble en el agua pura, pero se disuelve con bastante facilidad en el agua que contiene pequeñas cantidades de ácido carbónico, y la mayor parte del agua subterránea contiene este ácido. Se forma porque el agua de la lluvia disuelve fácilmente el dióxido de carbono del aire y el procedente de la descomposición de las plantas. Por consiguiente, cuando el agua subterránea entra en contacto con la caliza, el ácido carbónico reacciona con la calcita (carbonato cálcico) de las rocas para formar bicarbonato cálcico, un material soluble que es transportado luego en solución.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿El ácido carbónico es el único ácido que crea cavernas de caliza?

No. Parece que el ácido sulfúrico (H_2SO_4) crea algunas cuevas. Un ejemplo es la cueva Lechuquilla de las montañas de Guadalupe, cerca de Carlsbad, Nuevo México, donde las disoluciones bajo presión que contienen sulfuro de hidrógeno (H_2S) derivaron de sedimentos profundos ricos en petróleo que habían migrado hacia arriba a través de las fracturas de las rocas. Cuando estas disoluciones se mezclaron con las aguas subterráneas, que contienen oxígeno, formaron ácido sulfúrico y disolvieron la caliza. La cueva Lechuquilla es una de las cuevas más profundas que se conocen en Estados Unidos, con una extensión vertical de 478 metros, y es también una de las más grandes del país, con 170 kilómetros de galerías.

Cavernas

Los resultados más espectaculares del trabajo erosivo del agua subterránea son las **cavernas** de caliza. Sólo en Estados Unidos se han descubierto unas 17.000 y otras nuevas se descubren cada año. Aunque la mayoría son relativamente pequeñas, algunas tienen dimensiones espectaculares. La cueva de Mammoth en Kentucky y las cavernas Carlsbad en el sureste de Nuevo México son ejemplos famosos. El sistema de cuevas de Mammoth es el más extenso del mundo, con más de 540 kilómetros de galerías interconectadas. Las dimensiones de las cavernas Carlsbad son impresionantes, aunque de una manera distinta. Aquí encontramos la cámara única más grande y quizá más espectacular. La Big Room de las cavernas Carlsbad tiene un área equivalente a 14 campos de rugby y una altura suficiente para acomodar el edificio del Capitolio de Estados Unidos.

La mayoría de las cavernas se crea en el nivel freático, o inmediatamente debajo de él, en la zona de saturación. Aquí, el agua subterránea ácida sigue las líneas de debilidad de la roca, como diaclasas y planos de estratificación. Conforme pasa el tiempo, el proceso de disolución crea lentamente cavidades, que aumentan de tamaño de manera gradual hasta convertirse en cavernas. El material disuelto por el agua subterránea acaba siendo descargado en las corrientes y transportado al océano.

En muchas cuevas, se ha producido un desarrollo en varios niveles, correspondiendo la actividad actual a la menor elevación. Esta situación refleja la estrecha relación entre la formación de conductos subterráneos importantes y los valles de los ríos en los cuales drenan. A medida que las corrientes profundizan sus valles, el nivel freático disminuye al hacerlo la elevación del río. Por consiguiente, durante períodos en los que las corrientes superficiales están realizando una rápida erosión descendente, los niveles de agua subterránea circundante caen rápidamente y los conductos de las cuevas son abandonados por el agua mientras tienen una sección transversal todavía relativamente pequeña. A la inversa, cuando el encajamiento de las corrientes es lento o despreciable, hay tiempo para la formación de grandes conductos subterráneos.

Por supuesto, las características que despiertan mayor curiosidad a la mayoría de los visitantes de las cavernas son las formaciones pétreas que les proporcionan su

aspecto maravilloso. No son rasgos erosivos, como la propia caverna, sino deposicionales, creados por el goteo aparentemente interminable de agua a lo largo de grandes lapsos de tiempo. El carbonato cálcico que queda produce la calcita que denominamos travertino. Estos depósitos de cueva, sin embargo, se conocen también como *rocas de precipitación por goteo*, una referencia obvia a su modo de originarse. Aunque la formación de las cavernas tiene lugar en la zona de saturación, el depósito de las rocas por goteo no es posible hasta que las cavernas estén por encima del nivel freático en la zona de aireación. En cuanto la cámara se llena de aire, está ya dispuesto el escenario para que empiece la fase decorativa de la construcción de la caverna.

Las diversas rocas de precipitación encontradas en las grutas se denominan colectivamente **espeleotemas** (*spelaion* = cueva; *them* = colocar); ninguna es exactamente igual a otra. Quizá los espeleotemas más familiares sean las **estalactitas** (*stalaktos* = escurrimiento). Estos colgantes en forma de carámbanos cuelgan del techo de las grutas y se forman allí donde el agua se filtra a través de las grietas situadas por encima. Cuando el agua alcanza el aire de la cueva, algo del dióxido de carbono disuelto se escapa de la gota y la calcita precipita. El depósito se produce en forma de anillo alrededor del borde de la gota de agua. A medida que una gota sigue a otra gota, cada una deja una huella infinitesimal de calcita detrás y se crea un tubo hueco de caliza. Entonces, el agua se mueve a través del tubo, permaneciendo suspendida transitoriamente al final del mismo, aportando un diminuto anillo de calcita y cayendo al suelo de la caverna. La estalactita que acaba de describirse se denomina *paja de sosa*. A menudo, el tubo hueco de la paja de sosa se obstruye o aumenta su suministro de agua. En cualquier caso, el agua se ve obligada a fluir y, por consiguiente, a depositarse, a lo largo del lado externo del tubo. A medida que continúa la precipitación, la estalactita adopta la forma cónica más común.

Los espeleotemas que se forman en el suelo de una caverna y se acumulan en sentido ascendente hacia el techo se denominan **estalagmitas** (*stalagmos* = goteo). El agua que suministra la calcita para el crecimiento de las estalagmitas cae del techo y salpica sobre la superficie. Como consecuencia, las estalagmitas no tienen un tubo central y suelen ser de aspecto más masivo y redondeado en sus extremos superiores que las estalactitas. Con tiempo suficiente, pueden juntarse una estalactita que crece hacia abajo y una estalagmita que crece hacia arriba para formar una *columna*.

Topografía kárstica

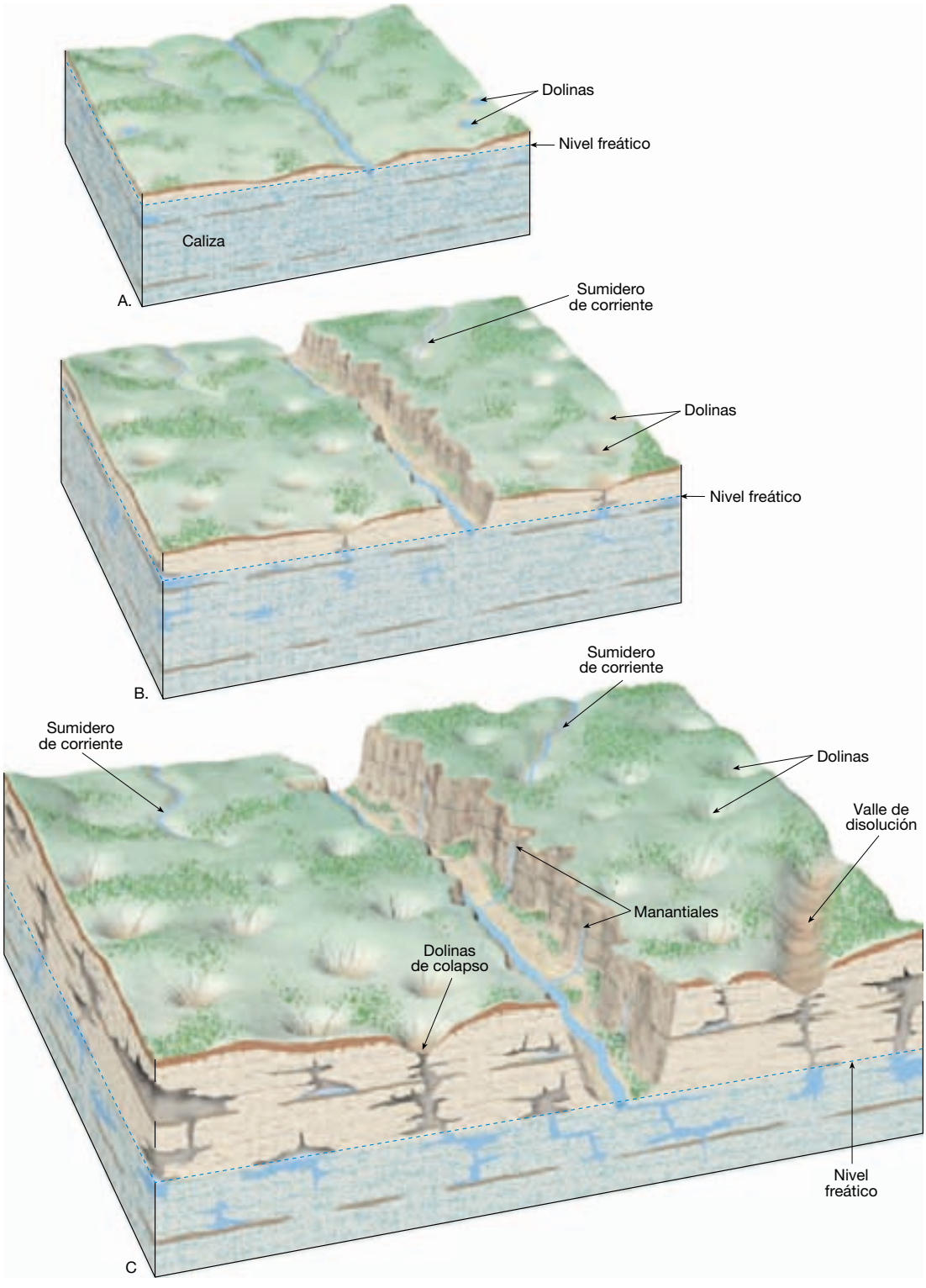
Muchas zonas del mundo tienen paisajes que, en gran medida, se han formado por la capacidad disolvente del agua subterránea. Se dice que esas zonas muestran **topografía kárstica,** que debe su nombre a la llanura de Kras en Eslovenia (antigua parte de Yugoslavia), localizada a lo largo de la costa nororiental del mar Adriático, donde dicha topografía está extraordinariamente desarrollada. En Estados Unidos, los paisajes kársticos aparecen en muchas áreas situadas sobre calizas, entre ellas Kentucky, Tennessee, Alabama, el sur de Indiana y el centro y el norte de Florida. En general, las zonas áridas y semiáridas son demasiado secas para desarrollar topografía kárstica. Cuando existen en esas regiones, son probablemente restos de una época en la que predominaban condiciones más lluviosas.

Las zonas kársticas típicas están compuestas por un terreno irregular interrumpido por muchas depresiones denominadas **dolinas.** En las zonas calizas de Florida, Kentucky y el sur de Indiana, hay literalmente decenas de miles de esas depresiones, cuya profundidad oscila entre tan sólo 1 o 2 metros y un máximo de más de 50 metros.

Las dolinas se forman normalmente de dos maneras. Algunas se desarrollan de manera gradual a lo largo de muchos años sin alteración física de la roca. En esas situaciones, la caliza situada inmediatamente debajo del suelo se disuelve por el agua de la lluvia descendente, que está recién cargada de dióxido de carbono. Con el tiempo, la superficie rocosa se va reduciendo y las fracturas en las cuales entra el agua se van agrandando. A medida que las fracturas aumentan de tamaño, el suelo se hunde en las aperturas ensanchadas, de las que se ve desalojado por el agua subterránea que fluye hacia los conductos inferiores. Estas depresiones suelen ser superficiales y tienen pendientes suaves.

Por el contrario, las dolinas pueden formarse también de manera abrupta y sin advertencia cuando el techo de una gruta se desploma bajo su propio peso. Normalmente, las depresiones creadas de esta manera son profundas y de laderas empinadas. Cuando se forman en zonas muy pobladas, constituyen un riesgo geológico grave.

Además de una superficie con muchas cicatrices por las dolinas, las regiones kársticas muestran una falta notable de drenaje superficial (escorrentía). Después de una precipitación, el agua de escorrentía es rápidamente encauzada debajo del terreno a través de las depresiones. Fluye luego a través de las cavernas hasta que alcanza el nivel freático. En los lugares donde existen corrientes superficiales, sus trayectorias suelen ser cortas. Los nombres de dichas corrientes dan a menudo una pista de su destino. En la zona de la cueva de Mammoth de Kentucky, por ejemplo, hay un Sinking Creek, un Little Sinking Creek y un Sinking Branch. Algunas dolinas se obstruyen con arcilla y derrubios, creando pequeños lagos o lagunas. El desarrollo del paisaje kárstico se muestra en la Figura 17.18.



▲ **Figura 17.18** Desarrollo de un paisaje kárstico. **A.** Durante las primeras etapas, el agua subterránea percola a través de la caliza a lo largo de las diaclasas y los planos de estratificación. La actividad de la disolución crea cavernas en el nivel freático y por debajo, y las aumenta de tamaño. **B.** En esta vista, las colinas están bien desarrolladas y las corrientes de superficie son canalizadas por debajo del terreno. **C.** Con el paso del tiempo, las cavernas se hacen mayores y aumenta el número y tamaño de las dolinas. El hundimiento de las cavernas y la unión de dolinas forman depresiones de suelo plano más grandes. Finalmente la actividad de la disolución puede removilizar la mayor parte de la caliza de la zona, dejando sólo restos aislados.

Algunas zonas de desarrollo kárstico exhiben paisajes muy diferentes del terreno salpicado de dolinas descrito en la Figura 17.18. Un ejemplo notable es una región extensa del sur de China que se describe como una zona que exhibe *mogotes*. El término *mogote* es adecuado porque el paisaje está formado por un laberinto de colinas empinadas aisladas que se elevan de manera abrupta desde el suelo. Cada una está acribillada de cuevas y pasajes interconectados. Este tipo de topografía kárstica se forma en las regiones tropicales y subtropicales y tiene capas potentes de caliza altamente diaclasada. Aquí el agua subterránea ha disuelto grandes volúmenes de caliza y deja sólo estas torres residuales. El desarrollo kárstico es más rápido en los climas tropicales debido a las precipitaciones abundantes y la mayor disponibilidad de dióxido de carbono procedente de la desintegración de la exuberante vegetación tropical. El dióxido de carbono adicional del suelo significa que hay más ácido carbónico para la disolución de la caliza. Otras zonas tropicales de desarrollo kárstico avanzado son partes de Puerto Rico, el norte de Cuba y el norte de Vietnam.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿La caliza es el único tipo de roca que desarrolla estructuras kársticas?

No. Por ejemplo, se produce desarrollo kárstico en otras rocas carbonatadas como el mármol y la dolomía. Además, las evaporitas como el yeso y la sal (halita) son muy solubles y se disuelven con facilidad para formar estructuras kársticas como dolinas, cuevas y corrientes efímeras. Esta última situación se denomina *karst de evaporitas*.

Resumen

- Como recurso, el *agua subterránea* representa el máximo depósito de agua dulce asequible para los seres humanos. Desde el punto de vista geológico, la acción disolvente del agua subterránea produce *cavernas* y *dolinas*. El agua subterránea es también un equilibrador del flujo de corrientes fluviales.
- El agua subterránea es el agua que llena completamente los espacios porosos del sedimento y las rocas en la *zona de saturación* de la subsuperficie. El límite superior de esta zona es el *nivel freático*. La *zona de aireación* está por encima del nivel freático, donde el suelo, el sedimento y la roca no están saturados en agua.
- La interacción entre las corrientes superficiales y las aguas subterráneas se produce de tres maneras diferentes: las corrientes reciben agua de la aportación de agua subterránea *(efluente);* pierden agua a través del cauce hacia el sistema de aguas subterráneas *(influente)*; o ambas cosas, recibiendo agua en algunas partes y perdiéndola en otras.
- Los materiales con espacios porosos muy pequeños (como la arcilla) obstaculizan o impiden el movimiento del agua subterránea y se denominan *acuicludos*. Los *acuíferos* consisten en materiales con espacios porosos más grandes (como la arena) que son permeables y transmiten libremente el agua subterránea.
- El agua subterránea se mueve en curvas serpenteantes que son algo intermedio entre el empuje hacia abajo de la gravedad y la tendencia del agua a desplazarse hacia zonas de presión reducida.
- Los principales factores que influyen en la velocidad de la circulación de aguas subterráneas son la pendiente del nivel freático *(gradiente hidráulico)* y la permeabilidad del acuífero *(conductividad hidráulica)*.
- Los *manantiales* aparecen en los puntos donde el nivel freático intersecta con la superficie del terreno, produciendo un flujo natural de agua subterránea. Los *pozos*, aperturas taladradas en la zona de saturación, extraen el agua subterránea y crean depresiones aproximadamente cónicas en el nivel freático conocidas como *conos de depresión*. Los *pozos artesianos* aparecen cuando el agua se eleva por encima del nivel en el que se encontró inicialmente.
- Cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades, se calienta. Si asciende, el agua puede surgir como *fuentes termales*. Los *géiseres* aparecen cuando el agua subterránea se calienta en cámaras subterráneas, se expande y parte pasa rápidamente a vapor, haciendo que brote el géiser. La fuente de calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres es la roca ígnea caliente.
- Algunos de los problemas ambientales actuales que afectan al agua subterránea son: (1) la *sobreexplotación* por el regadío intenso; (2) la *subsidencia del terreno* causada por la extracción de agua subterránea; (3) la

contaminación salina, y (4) la *contaminación por contaminantes*.

- La mayoría de las *cavernas* se forman en la caliza o por debajo del nivel freático cuando el agua subterránea ácida disuelve la roca a lo largo de líneas de debilidad, como las diaclasas y los planos de estratificación. Las diversas *rocas de precipitación por goteo* encontradas en las cavernas se denominan colectivamente *espeleotemas*. Los paisajes que se han formado en gran medida por el poder disolvente del agua subterránea exhiben una *topografía kárstica*, un terreno irregular, interrumpido por muchas depresiones denominadas *dolinas*.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué porcentaje de agua dulce es agua subterránea? Si se excluye el hielo glaciar y sólo se considera el agua dulce líquida, ¿aproximadamente qué porcentaje corresponde al agua subterránea?
2. Desde un punto de vista geológico, el agua subterránea es importante como agente erosivo. Nombre otro papel geológico significativo del agua subterránea.
3. Compare y contraste las zonas de aireación y de saturación. ¿Cuál de esas zonas contiene agua subterránea?
4. Explique por qué el nivel freático no suele ser plano.
5. Aunque la sequía meteorológica puede haber acabado, la sequía hidrológica puede continuar todavía. Explíquelo. (*Véase* Recuadro 17.1.)
6. Contraste un efluente y influente.
7. Distinga entre porosidad y permeabilidad.
8. ¿Cuál es la diferencia entre un acuicludo y un acuífero?
9. ¿Bajo qué circunstancias puede un material tener gran porosidad pero no ser un buen acuífero?
10. Como se muestra en la Figura 17.4, el agua subterránea se mueve de manera serpenteante. ¿Qué factores hacen que siga esos cursos?
11. Describa brevemente la importante contribución que Henri Darcy hizo a nuestro conocimiento de la circulación de las aguas subterráneas.
12. Cuando un acuicluido está situado por encima del nivel freático principal, puede crearse una zona saturada local. ¿Qué término se aplica a esta situación?
13. ¿Cuál es el origen del calor para la mayoría de las fuentes termales y los géiseres? ¿Cómo se refleja esto en la distribución de esas estructuras?
14. Dos vecinos excavan un pozo. Aunque los dos pozos penetran a la misma profundidad, el de un vecino produce agua y el del otro no. Describa una circunstancia que podría explicar lo que ocurrió.
15. ¿Qué se entiende por el término *artesiano?*
16. Para que existan los pozos artesianos, deben darse dos condiciones. Nómbrelas.
17. Cuando se pinchó por primera vez la arenisca Dakota, el agua brotó libremente de muchos pozos artesianos. En la actualidad esos pozos deben ser bombeados. Explíquelo.
18. ¿Cuál es el problema asociado con el bombeo del agua subterránea para regadío que existe en la parte meridional de los High Plains (*véase* Recuadro 17.2)?
19. Explique brevemente lo que sucedió en el valle de San Joaquín como consecuencia de la extracción excesiva de agua subterránea. (*Véase* Recuadro 17.3.)
20. En una zona costera determinada el nivel freático es de 4 metros por encima del nivel del mar. ¿Aproximadamente a qué distancia por debajo del nivel del mar se encuentra el agua dulce?
21. ¿Por qué disminuye la descarga de agua subterránea natural conforme se desarrollan las áreas urbanas?
22. ¿Qué acuífero sería más eficaz para purificar el agua subterránea contaminada: de grava gruesa, de arena o de caliza karstificada?
23. ¿Qué se entiende cuando se clasifica como peligroso un contaminante del agua subterránea?
24. Indique dos espeleotemas comunes y distíngalos.
25. ¿Qué clase de topografía exhiben las zonas cuyos paisajes reflejan, en gran medida, el trabajo erosivo de las aguas subterráneas?
26. Describa dos formas de creación de las dolinas.

Términos fundamentales

acuicludo
acuífero
agua subterránea
artesiano
caverna
cinturón de humedad del suelo
conductividad hidráulica
cono de depresión
descenso de nivel
dolina
efluente
espeleotema
estalactita
estalagmita
franja capilar
fuente termal
géiser
gradiente hidráulico
influente
ley de Darcy
manantial o fuente
nivel freático
nivel freático colgado
nivel piezométrico
permeabilidad
porosidad
pozo
pozo artesiano no surgente
pozo artesiano surgente
topografía kárstica
zona de aireación
zona de saturación

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 18

Glaciares y glaciaciones

Los glaciares: una parte de dos ciclos básicos

Tipos de glaciares
- Glaciares de valle (alpinos)
- Glaciares de casquete
- Otros tipos de glaciares
- ¿Qué pasaría si se fundiera el hielo?

Formación del hielo glaciar

Movimientos de un glaciar
- Velocidades de movimiento de un glaciar
- Balance de un glaciar

Erosión glaciar

Formas creadas por la erosión glaciar
- Valles glaciares
- Aristas y horns
- Rocas aborregadas

Depósitos glaciares

Formas constituidas por tills
- Morrenas laterales y centrales
- Morrenas terminales y de fondo
- Drumlins

Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados
- Llanuras aluviales y «valley trains»
- Depósitos en contacto con el hielo

La teoría glaciar y el período glacial cuaternario

Algunos efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario

Causas de las glaciaciones
- Tectónica de placas
- Variaciones en la órbita de la Tierra

En la actualidad, los glaciares cubren casi el 10 por ciento de la superficie terrestre; sin embargo, en el pasado geológico reciente los casquetes polares cubrían enormes áreas con hielo de miles de metros de espesor. Muchas regiones todavía tienen la marca de esos glaciares. El carácter fundamental de lugares tan diversos como los Alpes, Cape Cod y el valle Yosemite fue labrado por masas de hielo glaciar ahora desaparecidas. Además, regiones como Long Island, los Grandes Lagos y los fiordos de Noruega y Alaska deben su existencia a los glaciares. Los glaciares, por supuesto, no son simplemente un fenómeno del pasado geológico. Como veremos, siguen esculpiendo y depositando derrubios en muchas regiones en la actualidad.

Los glaciares: una parte de dos ciclos básicos

Los glaciares forman parte de dos ciclos fundamentales del sistema Tierra: el ciclo hidrológico y el ciclo de las rocas. Antes hemos aprendido que el agua de la hidrosfera está en un ciclo constante por la atmósfera, la biosfera y la Tierra sólida. Una y otra vez el agua se evapora de los océanos a la atmósfera, precipita sobre la superficie terrestre y fluye por los ríos y bajo la tierra de vuelta al mar. Sin embargo, cuando las precipitaciones caen a grandes altitudes o latitudes elevadas, el agua quizá no pueda abrirse camino inmediatamente hacia el mar. En cambio, puede convertirse en parte de un glaciar. Aunque el hielo se acabará fundiendo, permitiendo así que el agua siga su camino hacia el mar, ésta última puede almacenarse en forma de hielo glaciar durante muchos decenios, centenares o incluso miles de años. Durante el tiempo en el que el agua permanece en un glaciar, puede constituir una fuerza erosiva potente. Los procesos erosivos son una parte importante del ciclo de las rocas. Como los ríos y otros procesos erosivos, el hielo en movimiento modifica el paisaje a medida que acumula, transporta y deposita sedimentos.

Tipos de glaciares



Glaciares y glaciaciones
▼ **Introducción**

Un glaciar es una gruesa masa de hielo que se origina sobre la superficie terrestre por la acumulación, compactación y recristalización de la nieve. Dado que los glaciares son agentes de erosión, también deben *fluir*. Aunque se encuentran glaciares en muchas partes actuales del mundo, la mayoría está localizada en zonas remotas.

Glaciares de valle (alpinos)

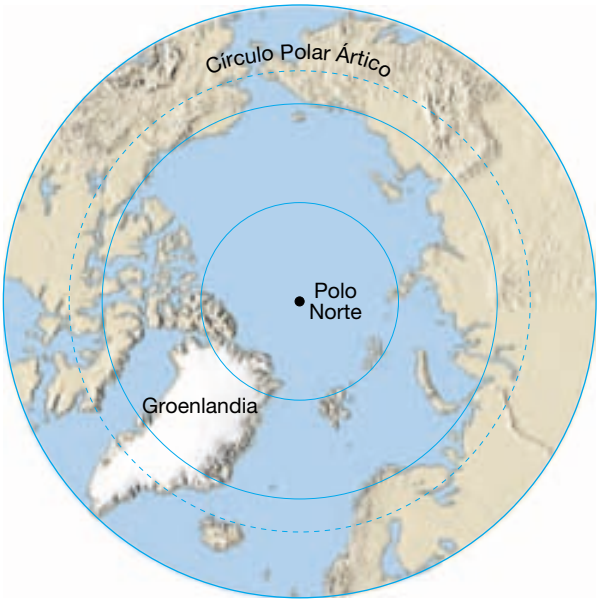
Existen literalmente miles de glaciares relativamente pequeños en zonas montañosas elevadas, donde suelen seguir los valles que en un principio fueron ocupados por corrientes de agua. A diferencia de los ríos que previamente fluyeron por esos valles, los glaciares avanzan con lentitud, quizá sólo unos pocos centímetros al día. Debido a su localización, estas masas de hielo en movimiento se denominan **glaciares de valle** o **glaciares alpinos.** Cada glaciar es en realidad una corriente de hielo, confinada por paredes rocosas escarpadas, que fluyen valle abajo desde un centro de acumulación cerca de su cabecera. Como los ríos, los glaciares de valle pueden ser largos o cortos, anchos o estrechos, únicos o con afluentes que se bifurcan. En general, la anchura de los glaciares alpinos es pequeña en comparación con sus longitudes. Algunos se extienden tan sólo una fracción de kilómetro, mientras que otros continúan durante muchas decenas de kilómetros. La rama occidental del glaciar Hubbard, por ejemplo, transcurre a lo largo de 112 kilómetros de terreno montañoso en Alaska y el territorio Yukon.

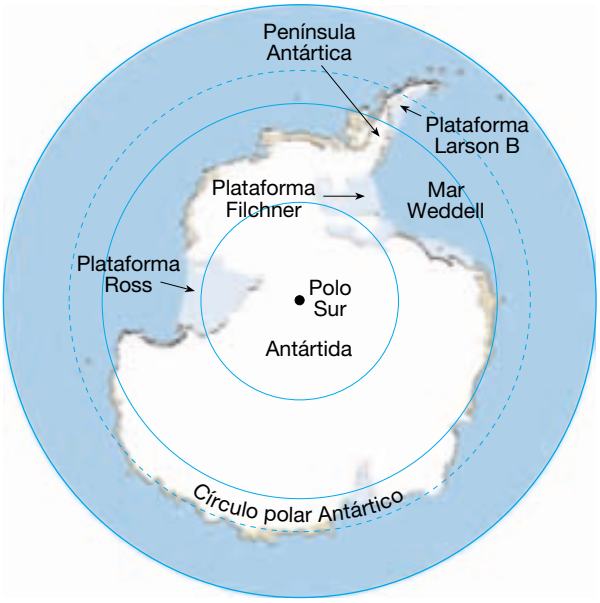
Glaciares de casquete

Al contrario que los glaciares de valle, los **glaciares de casquete** existen en una escala mucho mayor. La poca radiación solar anual total que alcanza los polos hace que estas regiones sean idóneas para grandes acumulaciones de hielo. Aunque en el pasado han existido muchos glaciares de casquete, sólo dos alcanzan este estatus en la actualidad (Figura 18.1). En la zona del polo Norte, Groenlandia está cubierta por un glaciar de casquete imponente que ocupa 1,7 millones de kilómetros cuadrados, o alrededor del 80 por ciento de esta gran isla. Con un promedio de casi 1.500 metros de espesor, en algunos lugares el hielo se extiende 3.000 metros por encima del sustrato rocoso de la isla.

En el dominio del polo Sur, el enorme glaciar de casquete de la Antártida alcanza un espesor máximo de casi 4.300 metros y abarca un área de más de 13,9 millones de kilómetros cuadrados. Debido a las proporciones de esas enormes estructuras, a menudo se les denomina *glaciares continentales de casquete*. De hecho, el conjunto de todas las áreas de glaciares continentales de casquete constituye en la actualidad casi el diez por ciento de la superficie terrestre.

Estas enormes masas fluyen en todas direcciones desde uno o más centros de acumulación de la nieve y ocultan por completo todo, excepto las zonas más elevadas del terreno subyacente. Incluso las fuertes variaciones de la topografía que hay debajo del glaciar suelen aparecer como ondulaciones relativamente suavizadas en la superficie del hielo. Esas diferencias topográficas, sin embargo,





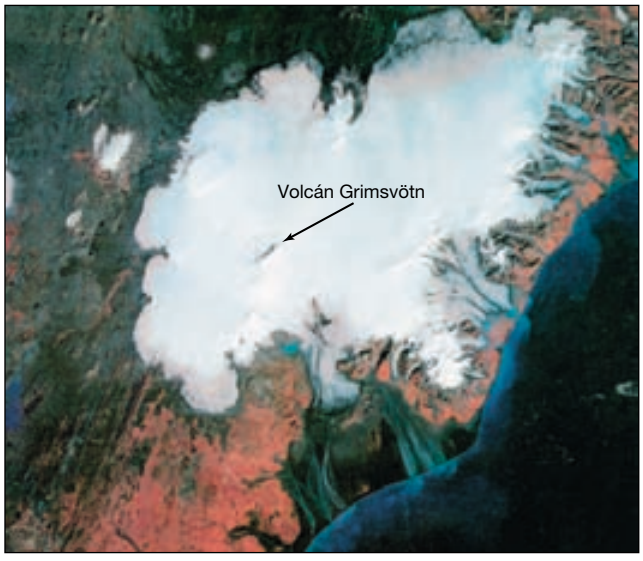
▲ **Figura 18.1** Los únicos glaciares continentales de casquete actuales son los que cubren Groenlandia y la Antártida. Sus áreas combinadas representan casi el 10 por ciento del área de superficie de la Tierra. El casquete polar de Groenlandia ocupa 1,7 millones de kilómetros cuadrados, o alrededor del 80 por ciento de la isla. El área del casquete polar antártico abarca casi 14 millones de kilómetros cuadrados. Las plataformas glaciares ocupan los 1,4 millones de kilómetros cuadrados más adyacentes al glaciar de casquete antártico.

afectan al comportamiento de los glaciares de casquete, en especial cerca de sus márgenes, al guiar el flujo en ciertas direcciones y crear zonas de movimiento más rápido y más lento.

A lo largo de porciones de la costa antártica, el hielo glaciar fluye al interior de las bahías, creando las denominadas **plataformas glaciares.** Son masas grandes, relativamente planas, de hielo flotante que se extienden mar adentro desde la costa, pero permanecen ligadas a la tierra por uno o más lados. Las plataformas son más gruesas en los lados situados tierra adentro y se adelgazan hacia el mar. Están sostenidas por el hielo del glaciar de casquete adyacente, además de ser alimentadas por la nieve y la congelación del agua del mar en sus bases. Las plataformas glaciares de la Antártida se extienden a lo largo de casi 1,4 millones de kilómetros cuadrados. Las plataformas glaciares Ross y Filchner son las mayores; la plataforma glaciar Ross abarca ella sola un área de un tamaño próximo al de Texas (Figura 18.1). En los últimos años, el control por satélite ha mostrado que algunas plataformas glaciares se están separando. En el Recuadro 18.1 se analiza este tema.

Otros tipos de glaciares

Además de los glaciares de valle y glaciares de casquete, se han identificado también otros tipos de glaciares. Cubren algunas tierras elevadas y algunas mesetas con masas de hielo glaciar denominadas **glaciares de meseta.** Como las plataformas glaciares, los glaciares de meseta entierran por completo el paisaje subyacente, pero son mucho más pequeños que las estructuras de escala continental. Los glaciares de meseta aparecen en muchos lugares, entre ellos Islandia y algunas de las grandes islas del océano Ártico (Figura 18.2).



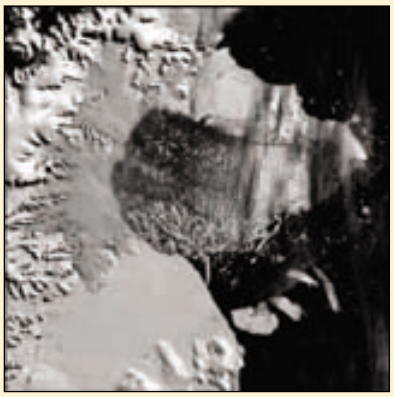
▲ **Figura 18.2** El casquete polar de esta imagen captada por satélite es el Vantnajükull, al sureste de Islandia (*jükull* significa «casquete» en danés). En 1996 el volcán Grimsvötn entró en erupción por debajo del casquete y produjo grandes cantidades de agua glaciar de fusión que creó inundaciones. (Imagen *Landsat* de la NASA.)



Recuadro 18.1 ▶ Entender la Tierra

El derrumbamiento de los casquetes polares del Antártico

En estudios en los que se han utilizado imágenes recientes captadas por satélite se muestra que partes de algunas plataformas glaciares se están separando. Por ejemplo, durante un intervalo de 35 días de febrero y marzo de 2002, una plataforma glaciar del lado oriental de la península Antártica, conocida como la plataforma glaciar Larsen B, se fracturó y se separó del continente (Figura 18.A). El acontecimiento envió miles de icebergs a la deriva en el mar Weddell adyacente (*véase* Figura 18.1). En total, se separaron unos 3.250 kilómetros cuadrados de plataforma glaciar. (Como referencia, todo el estado de Rhode Island cubre 2.717 kilómetros cuadrados.) Éste no fue un acontecimiento aislado, sino parte de una tendencia. Durante cinco años, la plataforma glaciar Larsen B se redujo en unos 5.700 kilómetros. Además, desde 1974, la extensión de siete plataformas glaciares que rodean la península Antártica disminuyó en unos 13.500 kilómetros cuadrados.



▲ **Figura 18.A** Esta imagen de satélite muestra el casquete polar Larsen B durante su hundimiento a principios de 2002. (Imagen cortesía de la NASA.)

¿Por qué se separaron estas masas de hielo flotante? ¿Podrían producirse consecuencias graves?

Los científicos atribuyen la separación de los casquetes polares al fuerte calentamiento climático regional. Desde aproximadamente 1950, las temperaturas en el Antártico han aumentado en 2,5 °C. El ritmo aproximado de calentamiento ha sido de 0,5 °C por década. Si las temperaturas continúan aumentando, una plataforma glaciar adyacente a Larsen B puede empezar a retroceder en las próximas décadas. Además, el calentamiento regional de sólo unos pocos grados puede ser suficiente para hacer que partes de la enorme plataforma glaciar Ross se desestabilice y empiece a separarse (*véase* Figura 18.1).

¿Cuáles serían las consecuencias? Los científicos del National Snow and Ice Data Center (NSIDC) sugieren lo siguiente:

> Si bien la separación de los casquetes polares de la península tiene pocas consecuencias en el aumento del nivel del mar, la separación de otras plataformas del Antártico podría tener un gran efecto sobre el ritmo al que el hielo se separa del continente. Los casquetes polares actúan como un sistema de contrafuerte o freno para los glaciares. Además, los casquetes mantienen el aire marino más caliente alejado de los glaciares; por consiguiente, moderan la cantidad de fusión que se produce en las superficies de los glaciares. Una vez que sus plataformas glaciares se retiran, la velocidad de los glaciares aumenta debido a la percolación del agua de fusión o la reducción de las fuerzas de freno, o ambas cosas, y pueden empezar a liberar más hielo en el océano. Ya se observan aumentos de la velocidad del hielo glaciar en zonas de la Península de las que los casquetes polares se desintegraron en años anteriores*.

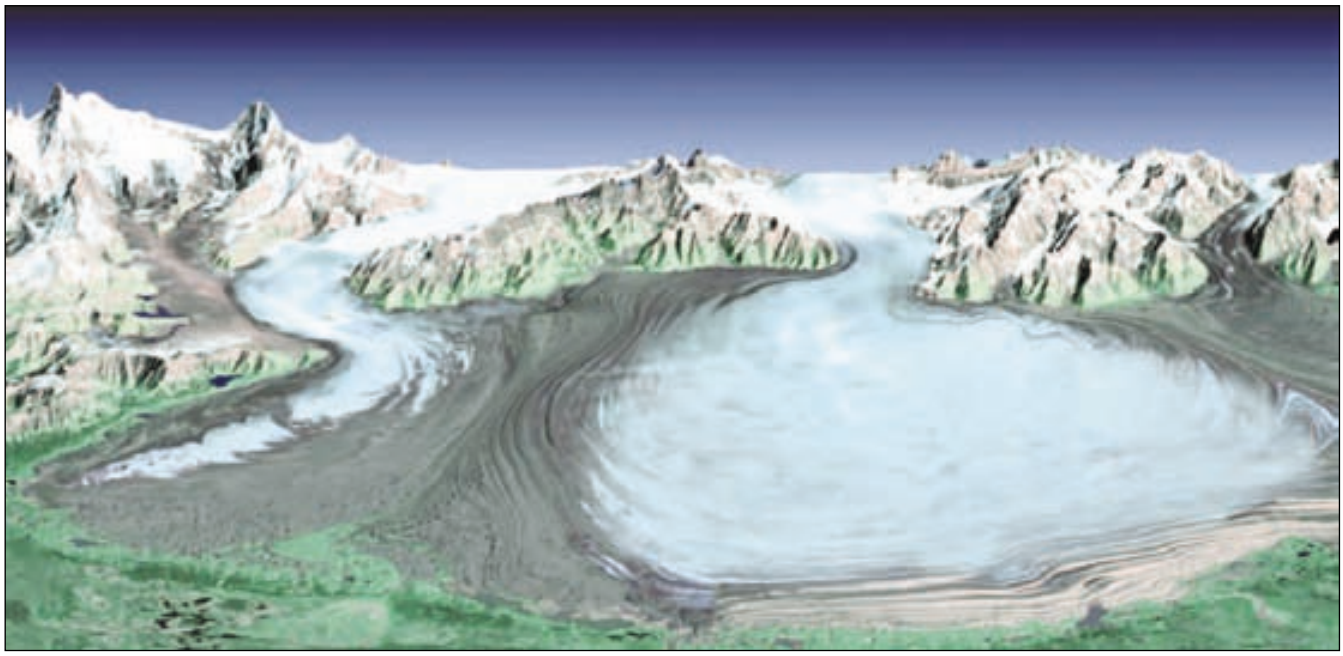
La adición de grandes cantidades de hielo glaciar al océano podría, de hecho, provocar un aumento significativo del nivel del mar.

Recordemos que lo que se sugiere aquí es todavía una especulación, ya que nuestro conocimiento de la dinámica de los casquetes polares y los glaciares de la Antártida es incompleto. Será preciso realizar más controles por satélite y más estudios en este ámbito para predecir con mayor precisión los posibles aumentos del nivel mundial del mar provocados por el mecanismo aquí descrito.

* National Snow and Ice Data Center, «Antarctic Ice-Shelf Collapses», 21 de marzo de 2002, **http://nsidc.org/iceshelves/larsenb2002.**

A menudo, los casquetes polares y los glaciares de casquete alimentan a **glaciares de desbordamiento.** Estas lenguas de hielo fluyen valle abajo extendiéndose hacia fuera de los márgenes de esas masas de hielo más grandes. Las lenguas son esencialmente glaciares de valle que se producen por el movimiento del hielo desde un casquete polar o un glaciar de casquete a través de terreno montañoso, hasta el mar. Cuando encuentran el mar, algunos glaciares de desbordamiento se expanden como plataformas glaciares flotantes. A menudo se producen muchos icebergs.

Los **glaciares de piedemonte** ocupan tierras bajas amplias en las bases de montañas escarpadas y se forman cuando uno o más glaciares alpinos surgen de las paredes de confinamiento de los valles de montaña. En este caso, el hielo que avanza se expande formando una amplia cobertura de hielo. El tamaño de los glaciares de piedemonte varía mucho. Entre los mayores se encuentra el glaciar Malaspina situado a lo largo de la costa del sur de Alaska. Abarca más de 5.000 kilómetros cuadrados de la llanura costera plana situada al pie de la elevada cordillera San Elías (Figura 18.3).



▲ **Figura 18.3** El glaciar Malaspina, al sureste de Alaska, es considerado un ejemplo clásico de un glaciar de piedemonte. Los glaciares de piedemonte se producen cuando los glaciares de valle salen de una cordillera montañosa y entran en tierras bajas extensas, ya no están confinados por los laterales y se expanden hasta convertirse en amplios lóbulos. El glaciar Malaspina es en realidad un glaciar compuesto, formado por la unión de varios glaciares de valle; entre ellos, los glaciares prominentes que aparecen aquí son el glaciar Agassiz (izquierda) y el glaciar Seward (derecha). En total, el glaciar Malaspina mide hasta 65 kilómetros de ancho y se extiende a lo largo de 45 kilómetros, desde el frente montañoso casi hasta el mar. Esta vista perspectiva hacia el norte cubre un área aproximada de 55 kilómetros × 55 kilómetros. Se creó a partir de una imagen del satélite Landsat y un modelo de elevación generado por la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Estas imágenes son excelentes herramientas para cartografiar la extensión geográfica de los glaciares y para determinar si estos glaciares están adelgazando o engrosando. (Imagen de NASA/JPL.)

¿Qué pasaría si se fundiera el hielo?

¿Qué cantidad de agua se almacena en el hielo de un glaciar? Los cálculos realizados por el U. S. Geological Survey indican que sólo algo más del 2 por ciento del agua mundial se encuentra en los glaciares. Pero incluso un 2 por ciento de una cantidad enorme es mucho. El volumen total aproximado de sólo los glaciares de valle es 210.000 kilómetros cúbicos, comparable a la combinación del volumen de los lagos de agua salina y de agua dulce más grandes del mundo.

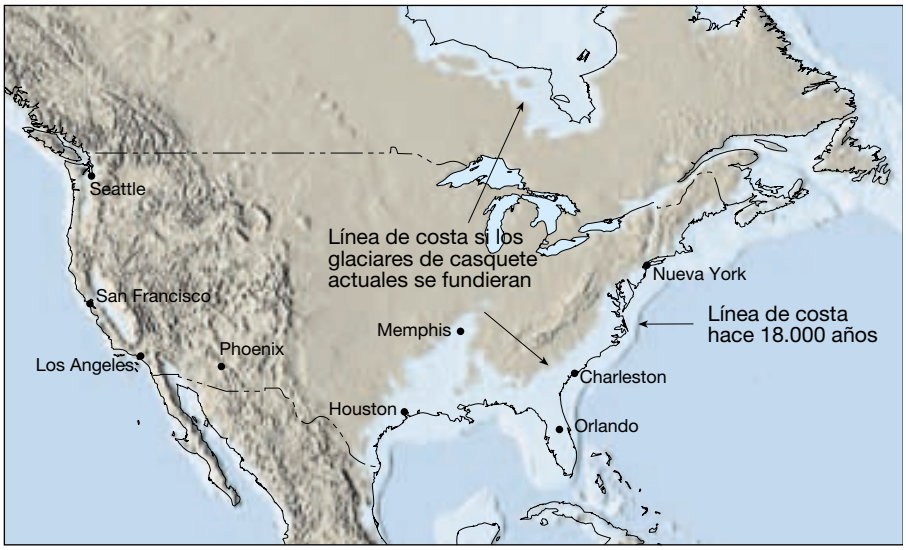
En cuanto a los glaciares de casquete, la de la Antártida está compuesta por el 80 por ciento del hielo mundial y casi dos tercios del agua dulce de la Tierra, y cubre casi 1,5 veces el área de Estados Unidos. Si este hielo se fundiera, el nivel del mar se elevaría alrededor de 60 a 70 metros y el océano inundaría muchas zonas costeras densamente pobladas (Figura 18.4).

La importancia hidrológica del hielo de la Antártida puede ilustrarse de otra manera. Si los glaciares de casquete se fundiera a un ritmo uniforme, podría alimentar (1) el río Mississippi durante más de 50.000 años, (2) todos los ríos de Estados Unidos durante unos 17.000 años, (3) el río Amazonas durante aproximadamente 5.000 años o (4) todos los ríos del mundo durante unos 750 años.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Pueden formarse glaciares en zonas tropicales?

Por supuesto. Los glaciares suelen formarse allí donde hay temperaturas bajas y aportaciones adecuadas de nieve. Dado que las temperaturas descienden al aumentar la altitud, puede haber glaciares en los trópicos a grandes alturas. Incluso cerca del ecuador pueden formarse glaciares a altitudes de más de 5.000 metros. El monte Kilimanjaro de Tanzania, situado prácticamente sobre el ecuador a una altitud de 5.895 metros, es un ejemplo. Su nombre («Kilima» en swahili significa *montaña*, y «Njaro» significa *brillante*) es una referencia a la cima blanca de hielo que, cuando está iluminada, puede verse desde grandes distancias. El cambio climático está provocando la disminución de los glaciares del Kilimanjaro, de modo que en 15 o 20 años el hielo desaparecerá por completo.

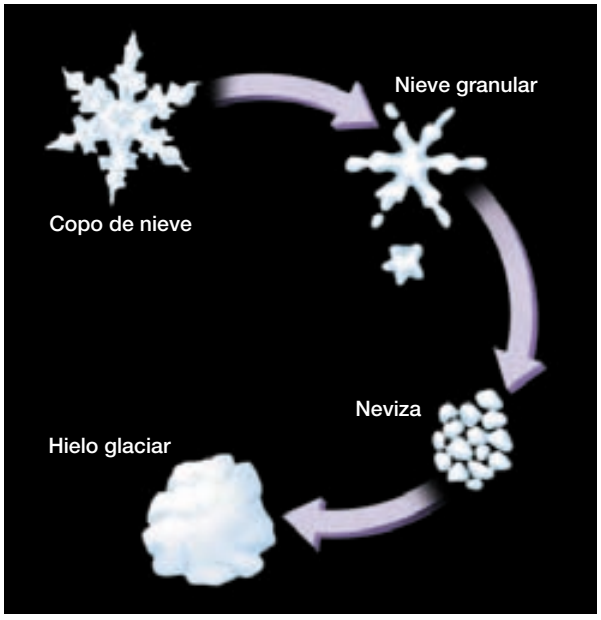


▶ **Figura 18.4** En este mapa de una parte de Norteamérica se muestra la línea de costa actual en comparación con la línea de costa existente durante el último período glacial (hace 18.000 años) y la línea de costa que habría si se fundieran los glaciares de casquete actuales de Groenlandia y la Antártida. (Tomado de R. H. Dott, Jr., y R. L. Battan, *Evolution of the Earth,* Nueva York: McGraw Hill, 1971. Reimpreso con el permiso del editor.)

Formación del hielo glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Antes de que se cree un glaciar, la nieve debe convertirse en hielo glaciar. Esta transformación se muestra en la Figura 18.5.

Cuando las temperaturas permanecen por debajo del punto de congelación después de una nevada, la acumulación esponjosa de los delicados cristales hexagonales pronto empieza a cambiar. A medida que el aire se infiltra por los espacios que quedan entre los cristales, los extremos de los cristales se evaporan y el vapor de agua se condensa cerca de su centro. De esta manera los copos de nieve se hacen más pequeños, más gruesos y más esféricos, y desaparecen los espacios porosos grandes. Mediante este proceso, el aire es expulsado y, lo que en una ocasión fue nieve esponjosa y ligera, recristaliza en una masa mucho más densa de pequeños granos que tienen la consistencia de una arena gruesa. Esta nieve recristalizada granular se denomina **neviza** y suele encontrarse como componente de antiguos bancos de nieve cerca del final del invierno. A medida que se añade más nieve, aumenta la presión en las capas inferiores, compactando con ello los granos de hielo situados en profundidad. Cuando el espesor del hielo y de la nieve supera los 50 metros, el peso es suficiente para fusionar la neviza en una masa sólida de cristales de hielo trabados. Se acaba de formar el hielo glaciar.



▲ **Figura 18.5** Conversión de la nieve recién caída en hielo glaciar cristalino y denso.

Movimientos de un glaciar



Glaciares y glaciaciones
▼ Balance de un glaciar

El movimiento del hielo glaciar se suele denominar *flujo.* El hecho de que el movimiento glaciar se describa de esta manera parece paradójico: ¿cómo puede fluir un sólido? La forma mediante la cual fluye el hielo es compleja y básicamente de dos tipos. El primero de ellos, el **flujo plástico,** implica el movimiento *dentro* del hielo. El hielo se

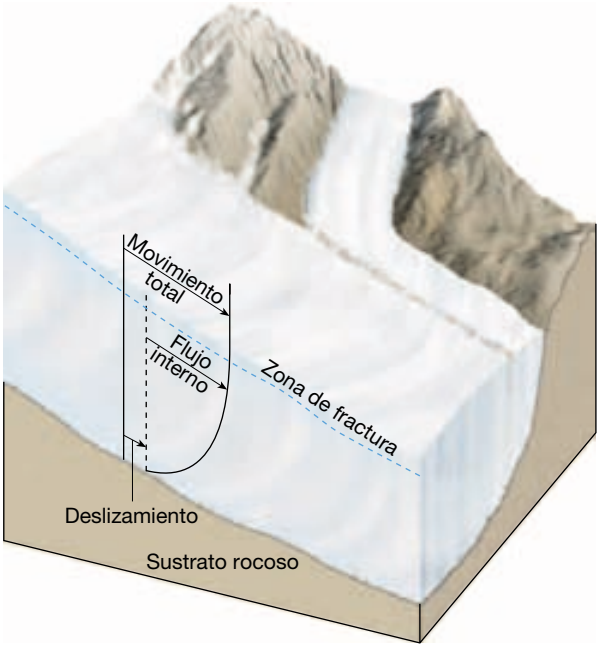
comporta como un sólido quebradizo hasta que la presión que tiene encima es equivalente al peso de unos 50 metros de hielo. Una vez sobrepasada esta carga, el hielo se comporta como un material plástico y empieza a fluir. Este flujo se produce debido a la estructura molecular del hielo. El hielo glaciar consiste en capas de moléculas empaquetadas unas sobre otras. Las uniones entre las capas son más débiles que las existentes dentro de cada capa. Por consiguiente, cuando un esfuerzo sobrepasa la fuerza de los enlaces que mantienen unidas las capas, éstas permanecen intactas y se deslizan unas sobre otras.

Un segundo mecanismo, y a menudo igual de importante, del movimiento glaciar consiste en el desplazamiento de toda la masa de hielo a lo largo del terreno. Con la excepción de algunos glaciares localizados en las regiones polares, donde el hielo está probablemente congelado hasta el lecho de roca sólida, se piensa que la mayoría de los glaciares se mueve mediante este proceso denominado **deslizamiento basal.** En este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un gato hidráulico y quizá como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca. El origen del agua líquida está relacionado en parte con el hecho de que el punto de fusión del hielo disminuye a medida que aumenta la presión. Por consiguiente, en las zonas profundas del interior de un glaciar, el hielo puede estar en el punto de fusión, aun cuando su temperatura sea inferior a 0 °C.

Además, otros factores pueden contribuir a la presencia de agua de fusión dentro de las zonas profundas del glaciar. Las temperaturas pueden incrementarse mediante el flujo plástico (un efecto similar al calentamiento por fricción), el calor añadido desde el interior de la Tierra y la recongelación del agua de fusión que se ha escurrido desde arriba. El último proceso depende de la propiedad, según la cual, a medida que el agua cambia de estado de líquido a sólido, se libera calor (denominado calor latente de fusión).

En la Figura 18.6 se ilustran los efectos de estos dos tipos básicos de movimiento glaciar. Este perfil vertical a través de un glaciar también demuestra que no todo el hielo fluye hacia delante a la misma velocidad. La fricción por arrastre con el fondo del sustrato rocoso hace que las partes inferiores del glaciar se muevan mucho más despacio.

Al contrario que en la parte inferior del glaciar, los 50 metros superiores, más o menos, no están sometidos a la suficiente presión como para exhibir flujo plástico. Antes bien, el hielo de esta zona superior es frágil y se le suele denominar, con propiedad, **zona de fractura.** El hielo de la zona de fractura es transportado «a caballo» por el hielo inferior. Cuando el glaciar se mueve sobre un terreno irregular, la zona de fractura está sujeta a tensión, lo que provoca hendiduras denominadas **grietas.** Estas hendiduras abismales pueden hacer que sea peligroso viajar a través de los glaciares y pueden extenderse hasta profundidades de 50 metros. Por debajo de esta profundidad, el flujo plástico las sella.



▲ **Figura 18.6** Corte vertical a través de un glaciar que ilustra el movimiento del hielo. El movimiento del glaciar se divide en dos componentes. Por debajo de los 50 metros, el hielo se comporta plásticamente y fluye. Además, toda la masa de hielo puede deslizarse a lo largo del terreno. El hielo de la zona de fractura es transportado «a cuestas». Obsérvese que la velocidad de movimiento es la más lenta en la base del glaciar donde la fricción por arrastre es mayor.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

He oído que los icebergs podrían utilizarse como una fuente de agua en los desiertos. ¿Es eso posible?

Es cierto que las personas que viven en zonas áridas han estudiado seriamente la posibilidad de remolcar icebergs desde la Antártida para que sirvan de fuente de agua dulce. Seguro que hay un gran abastecimiento. Cada año, en las aguas que rodean la Antártida, unos 1.000 kilómetros cúbicos de hielo glaciar se separan y crean icebergs. Sin embargo, hay problemas tecnológicos significativos que difícilmente se superarán pronto. Por ejemplo, todavía no se han desarrollado buques capaces de remolcar grandes icebergs (de 1 a 2 kilómetros de diámetro). Además, habría una pérdida sustancial de hielo por la fusión y la evaporación que tendrían lugar a medida que el iceberg se arrastrara lentamente (durante un año) a través de las aguas cálidas del océano.

Velocidades de movimiento de un glaciar

A diferencia del flujo de las corrientes de agua, el movimiento de los glaciares no es evidente. Si pudiéramos observar a glaciar alpino moverse, veríamos que, como el agua de un río, todo el hielo del valle no se mueve valle abajo a una velocidad igual. De la misma manera que la fricción con el fondo del lecho de roca hace más lento el movimiento del hielo en el fondo del glaciar, la fricción creada por las paredes del valle hace que el flujo sea mayor en el centro del glaciar. Esto se demostró por primera vez por experimentos realizados durante el siglo XIX, en los cuales se colocaron unos marcadores en una línea recta que atravesaba la parte superior de un glaciar de valle. Periódicamente se fueron controlando las posiciones de las estacas, que revelaron el tipo de movimiento que se acaba de describir. En el Recuadro 1.2, se amplía la información sobre estos experimentos.

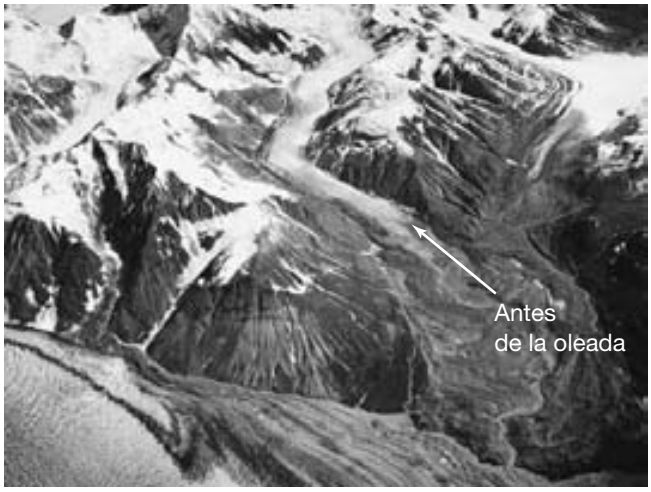
¿Con qué velocidad se mueve el hielo glaciar? Las velocidades medias varían considerablemente de un glaciar a otro. Algunos se mueven tan despacio que los árboles y otro tipo de vegetación pueden establecerse bien en los derrubios que se han acumulado en la superficie del glaciar, mientras que otros se mueven a velocidades de hasta varios metros al día. Por ejemplo, el glaciar Byrd, un glaciar de desbordamiento de la Antártida que fue estudiado durante 10 años utilizando imágenes de satélite, se movía a una velocidad de 750 a 800 metros al año (unos 2 metros al día). Otros glaciares del estudio avanzaban a una cuarta parte de esa velocidad.

El avance de algunos glaciares se caracteriza por períodos de movimientos extremadamente rápidos denominados **oleadas.** Los glaciares que exhiben dicho movimiento pueden fluir de una manera aparentemente normal y luego acelerar durante un tiempo relativamente corto antes de volver de nuevo a la velocidad normal Las velocidades de flujo durante las oleadas son de hasta 100 veces la velocidad normal. Las pruebas indican que muchos glaciares pueden ser de este tipo.

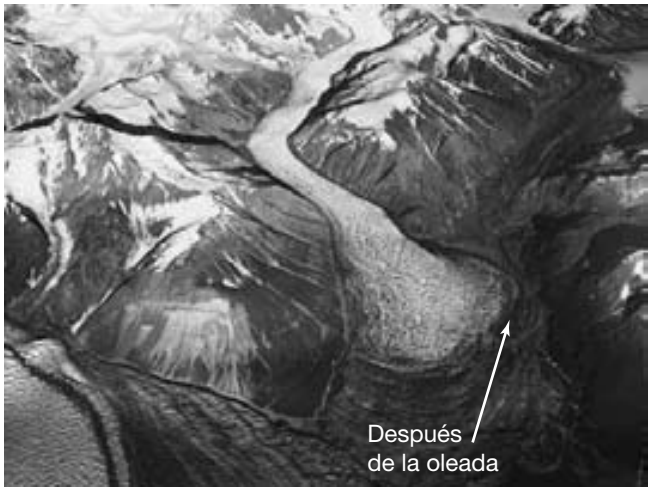
Todavía no está claro si el mecanismo que provoca estos movimientos rápidos es el mismo para todos los glaciares de tipo oleada. Sin embargo, los investigadores que estudiaron el glaciar Variegated que aparece en la Figura 18.7 han determinado que las oleadas de esta masa glaciar toman la forma de un aumento rápido del deslizamiento basal causado por aumentos de la presión del agua por debajo del hielo. El incremento de la presión del agua en la base del glaciar actúa para reducir la fricción entre el lecho de roca subyacente y el hielo en movimiento. El aumento de la presión, a su vez, está relacionada con los cambios en el sistema de pasajes que conducen el agua a lo largo del lecho del glaciar y la liberan como un desagüe al final.

Balance de un glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Los glaciares están constantemente ganando y perdiendo hielo. La acumulación de la nieve y la formación de hielo se producen en la zona de **acumulación.** Sus límites externos se definen como el **límite de las nieves perpetuas.** La altitud del límite de las



Agosto de 1964



Agosto de 1965

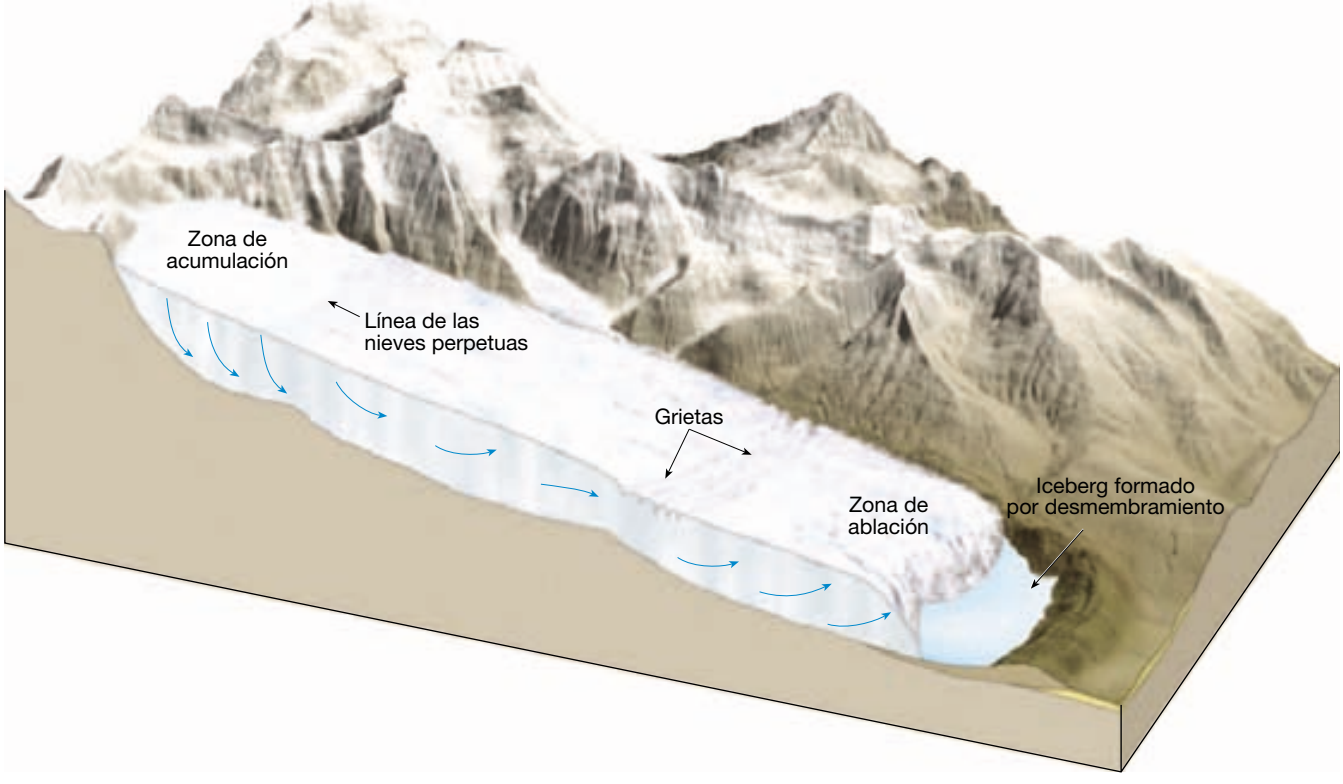
▲ **Figura 18.7** La oleada del glaciar Variegated, un glaciar de valle cerca de Yakutat, Alaska, al noroeste de Juneau, es captada en estas dos fotografías aéreas tomadas con un año de diferencia. Durante una oleada, las velocidades del hielo del glaciar Variegated son de 20 a 50 veces mayores que durante una fase inactiva. (Fotos de Austin Post, U. S. Geological Survey.)

nieves perpetuas varía mucho. En las regiones polares, puede estar al nivel del mar, mientras que en las áreas tropicales, los límites de nieves perpetuas existen sólo en áreas montañosas elevadas, a menudo a altitudes que superan los 4.500 metros. Por encima del límite de las nieves perpetuas, en la zona de acumulación, la adición de nieve aumenta el espesor del glaciar y propicia su movimiento. Más allá del límite de las nieves perpetuas se encuentra la **zona de ablación.** En esta zona se produce una pérdida neta del glaciar, ya que se derrite toda la nieve del invierno anterior, así como algo del hielo glaciar (Figura 18.8).

Además de la fusión, los glaciares también se desgastan cuando se rompen grandes fragmentos de hielo del frente del glaciar en un proceso denominado **desmembramiento.** El desmembramiento glaciar crea *icebergs* en lugares donde el glaciar ha alcanzado el mar o un lago. Ya que los icebergs son ligeramente menos densos que el agua de mar, flotan muy hundidos en el agua, con más del 80 por ciento de su masa sumergida. A lo largo de los márgenes de los glaciares de plataforma de la Antártida, el desmembramiento glaciar es la principal manera por medio de la cual esas masas pierden hielo. Los icebergs relativamente planos producidos aquí pueden tener un diámetro de varios kilómetros y un espesor de 600 metros. Por comparación, miles de icebergs de forma irregular son producidos por los glaciares de desbordamiento que fluyen desde los márgenes del glaciar de casquete de Groenlandia. Muchos derivan hacia el sur y se abren camino hacia el Atlántico Norte, donde pueden constituir graves peligros para la navegación.

Que el frente de un glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del balance del glaciar. El **balance glaciar** es el equilibrio, o desequilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida en el extremo inferior. Esta pérdida se denomina **ablación.** Si la acumulación de hielo supera la ablación, el frente glaciar avanza hasta que los dos factores se equilibran. Cuando esto ocurre, el final del glaciar permanece estacionario.

Si una tendencia al calentamiento aumenta la ablación o si una reducción de las nevadas disminuye la acumulación, o ambas cosas, el frente de hielo retrocederá. A medida que el final del glaciar se retrae, disminuye la extensión de la zona de desgaste. Por consiguiente, con el tiempo se alcanzará un nuevo equilibrio entre acumulación y desgaste, y el frente de hielo volverá a ser estacionario.



▲ **Figura 18.8** La línea de las nieves perpetuas separa la zona de acumulación y la zona de ablación. Por encima de esta línea, cae más nieve cada invierno de la que se derrite cada verano. Por debajo de esta línea, la nieve del invierno anterior se derrite completamente al igual que algo del hielo subyacente. Que el margen del glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del equilibrio entre la acumulación y el desgaste (ablación). Cuando un glaciar atraviesa un terreno irregular, se forman *grietas* en la parte frágil.

Ya esté avanzando, retrocediendo o en estado estacionario el margen de un glaciar, el hielo dentro del glaciar sigue fluyendo hacia delante. En el caso de un glaciar en recesión, el hielo todavía fluye hacia delante, pero no con suficiente rapidez como para contrarrestar la ablación. Esta cuestión se ilustra bien en la Figura 1.B. Mientras la línea de estacas colocadas en el glaciar Rhone siguió moviéndose valle abajo, el final del glaciar iba retrocediendo lentamente valle arriba.

Erosión glaciar

Los glaciares son capaces de una gran erosión. Para cualquiera que haya observado el final de un glaciar alpino, las pruebas de su fuerza erosiva son claras. Se puede ser testigo de primera mano de la liberación de material rocoso de varios tamaños, por el hielo, cuando se funde. Todos los signos llevan a la conclusión de que el hielo ha arañado, restregado y roto la roca del fondo y las paredes del valle y las ha transportado valle abajo. De hecho, como medio de transporte de sedimentos, el hielo no tiene parangón.

Una vez que un derrubio rocoso es recogido por el glaciar, la enorme competencia del hielo no permitirá que los derrubios se sedimenten como la carga transportada por una corriente de agua o por el viento. Por consiguiente, los glaciares pueden transportar enormes bloques que ningún otro agente erosivo podría posiblemente mover. Aunque los glaciares actuales son de importancia limitada como agentes erosivos, muchos paisajes que fueron modificados por los glaciares que dominaban el planeta durante el período glacial más reciente reflejan todavía un elevado grado de trabajo del hielo.

Los glaciares erosionan el terreno fundamentalmente de dos maneras: arranque y abrasión. En primer lugar, a medida que un glaciar fluye sobre una superficie fracturada del lecho de roca, ablanda y levanta bloques de roca y los incorpora al hielo. Este proceso, conocido como **arranque,** se produce cuando el agua de fusión penetra en las grietas y las diaclasas del lecho de roca del fondo del glaciar y se congela. Conforme el agua se expande, actúa como una enorme palanca que suelta la roca levantándola. De esta manera, sedimentos de todos los tamaños entran a formar parte de la carga del glaciar.

El segundo proceso erosivo importante es la **abrasión.** A medida que el hielo y su carga de fragmentos rocosos se deslizan sobre el lecho de roca, funcionan como papel de lija que alisa y pule la superficie situada debajo. La roca pulverizada producida por la «molienda» glaciar se denomina con propiedad **harina de roca.** Se puede producir tanta harina de roca que las corrientes de agua de fusión que fluyen fuera de un glaciar a menudo tienen el aspecto grisáceo de la leche desnatada y ofrecen pruebas visibles del poder de molienda del hielo.

Cuando el hielo del fondo de un glaciar contiene grandes fragmentos de roca, pueden incluso excavarse arañazos y surcos en el lecho de roca denominados **estrías glaciares.** Esos surcos lineales proporcionan pistas sobre la dirección del flujo de hielo. Cartografiando las estrías a lo largo de grandes áreas, pueden a menudo reconstruirse los modelos de flujo glaciar. Por otro lado, no toda la acción abrasiva produce estrías. El hielo y su carga de partículas más finas también pueden llegar a pulir mucho las superficies rocosas sobre las cuales se desplaza el glaciar. Las grandes superficies de granito suavemente pulido del Parque Nacional Yosemite proporcionan un ejemplo excelente.

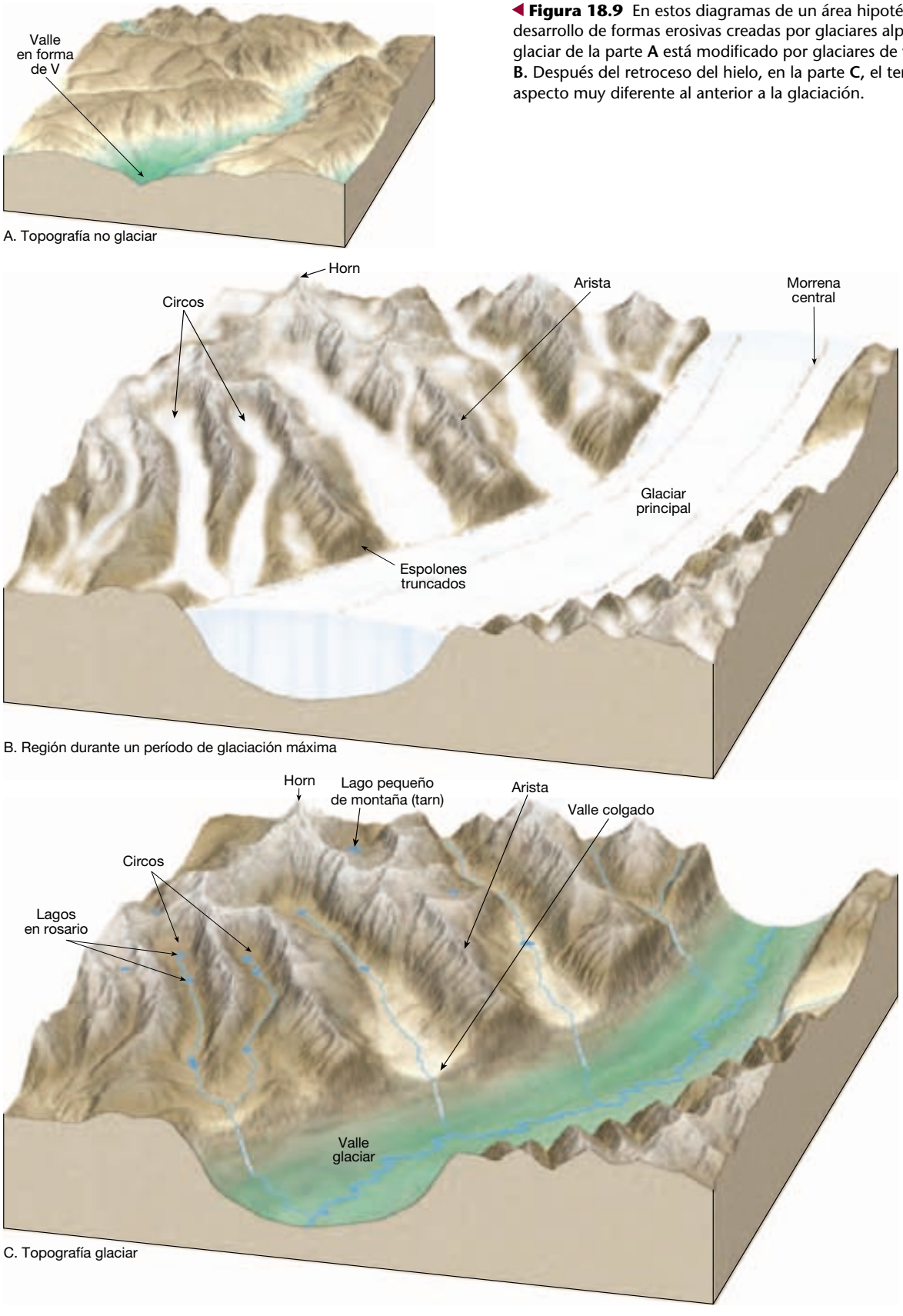
Como ocurre con otros agentes de erosión, la velocidad de erosión de un glaciar es muy variable. Esta erosión diferencial llevada a cabo por el hielo está muy controlada por cuatro factores: (1) velocidad de movimiento del glaciar; (2) espesor del hielo; (3) forma, abundancia y dureza de los fragmentos de roca contenidos en el hielo en la base del glaciar, y (4) erosionabilidad de la superficie por debajo del glaciar. Variaciones en uno o en todos esos factores de un momento a otro o de un lugar a otro significan que los rasgos, efectos y grado de modificación del paisaje en las regiones glaciares pueden variar enormemente.

Formas creadas por la erosión glaciar



Glaciares y glaciaciones
▼ Repaso de las características de un glaciar

Los efectos erosivos de los glaciares de valle y de los glaciares de casquete son bastante diferentes. Es probable que un visitante a una región montañosa llena de glaciares vea una topografía afilada y angulosa. La razón es que, a medida que los glaciares alpinos se desplazan valle abajo, tiendan a acentuar las irregularidades del paisaje montañoso creando paredes más escarpadas y haciendo incluso más dentados los marcados picos. Por el contrario, los glaciares de casquete continental generalmente pasan por encima del terreno y, por tanto, suavizan, más que acentúan, las irregularidades que encuentran. Aunque la potencia erosiva de los glaciares de casquete es enorme, las formas esculpidas por esas enormes masas de hielo no suelen inspirar la misma admiración y temor reverente que los rasgos erosivos creados por los glaciares de valle. Gran parte del escarpado escenario montañoso tan celebrado por su majestuosa belleza es el producto de la erosión de los glaciares alpinos. En la Figura 18.9 se muestra un área montañosa antes, durante y después de una glaciación.



◀ **Figura 18.9** En estos diagramas de un área hipotética se muestra el desarrollo de formas erosivas creadas por glaciares alpinos. El paisaje no glaciar de la parte **A** está modificado por glaciares de valle en la parte **B.** Después del retroceso del hielo, en la parte **C,** el terreno tiene un aspecto muy diferente al anterior a la glaciación.

Valles glaciares

Una excursión por un valle glaciar revela una serie de rasgos notables creados por el hielo. El valle, en sí mismo, es a menudo una visión extraordinaria. A diferencia de las corrientes de agua, que crean sus propios valles, los glaciares toman el camino de menor resistencia siguiendo el curso de los valles de corriente existentes. Antes de la glaciación, los valles de montaña son característicamente estrechos y en forma de V, porque las corrientes de agua están muy por encima del nivel de base y, por consiguiente, están ejerciendo erosión en la vertical. Sin embargo, durante la glaciación esos valles estrechos experimentan una transformación conforme el glaciar los ensancha y profundiza, creando un **valle glaciar** en forma de U (Figura 18.9 y Figura 18.10). Además de producir un valle más ancho y más profundo, el glaciar también endereza el valle. A medida que el hielo fluye alrededor de las pronunciadas curvas, su gran fuerza erosiva elimina los espolones de tierra que se extienden en el valle. Los resultados de esta actividad son acantilados de forma triangular denominados **espolones truncados** (Figura 18.9).

La intensidad de la erosión glaciar depende en parte del espesor del hielo. Por consiguiente, muchos glaciares profundizan sus valles más de lo que lo hacen sus afluentes más pequeños. Por tanto, cuando los glaciares acaban retrocediendo, los valles de los glaciares afluentes quedan por encima de la depresión glaciar principal, y se denominan **valles colgados** (Figura 18.9). Los ríos que fluyen a través de valles colgados pueden producir cascadas espectaculares, como las del Parque Nacional Yosemite (Figura 18.9).

Mientras ascienden por un valle glaciar, los excursionistas pueden pasar por una serie de depresiones de lecho de roca en el suelo del valle que fueron creadas probablemente por arranque y luego pulidas por la fuerza abrasiva del hielo. Si esas depresiones se llenan de agua, se denominan **lagos en rosario** (Figura 18.10)..



▲ **Figura 18.10** Antes de la glaciación, un valle de montaña es normalmente estrecho y en forma de V. Durante la glaciación, un glaciar alpino se ensancha, se profundiza y endereza el valle, creando el valle glaciar en forma de U que se ve aquí. La hilera de lagos se denomina lagos en rosario. Este valle se encuentra en el Parque Nacional Glacier, Montana. (Foto de John Montagne.)

En la cabecera de un valle glaciar hay una estructura muy característica y a menudo imponente denominada **circo.** Estas depresiones en forma de tazón tienen paredes escarpadas en tres lados, pero están abiertas por el lado que desciende al valle. El circo es el punto focal de crecimiento del glaciar, porque es la zona de acumulación de nieve y de formación de hielo. Los circos empiezan como irregularidades en el lado de la montaña que luego van siendo aumentadas de tamaño por el acuñamiento de hielo y el arranque producido en los lados y en el fondo del glaciar. Después de la desaparición del glaciar, la cuenca del circo suele ser ocupada por un pequeño lago de montaña denominado **tarn** (Figura 18.9).

A veces, cuando hay dos glaciares en los lados opuestos de una divisoria, que se alejan uno del otro, la cresta divisoria que queda entre sus circos va siendo eliminada a medida que el arranque y la acción del hielo aumentan el tamaño de cada uno de ellos. Cuando esto ocurre, las dos depresiones glaciares llegan a cruzarse, creando una garganta o paso de un valle al otro. A esta estructura se la denomina **puerto de montaña.** Algunos pasos de montaña importantes y bien conocidos son: el paso de St. Gotthard en los Alpes suizos, el de Tioga en Sierra Nevada, California, y el de Berthoud en las Rocosas, Colorado.

Antes de dejar el tema de los valles glaciares y sus rasgos asociados, deben comentarse unas estructuras bastante bien conocidas: los fiordos. Los **fiordos** son ensenadas profundas, a menudo espectaculares, de laderas escarpadas, presentes en zonas de latitudes altas, donde las montañas están al lado del océano. Se trata de valles glaciares inundados que quedaron sumergidos cuando el hielo abandonaba el valle y el nivel del mar se elevó después del período glacial cuaternario. Las profundidades de los fiordos pueden superar los 1.000 metros. Sin embargo, las grandes profundidades de estos valles inundados se explican sólo parcialmente por la elevación postglaciar del nivel del mar. A diferencia de la situación que gobierna el trabajo erosivo descendente de los ríos, el nivel del mar no actúa como un nivel de base para los glaciares. Por consiguiente, los glaciares son capaces de erosionar sus lechos bastante por debajo de la superficie del mar. Por ejemplo, un glaciar de 300 metros de espesor puede excavar el fondo de su valle más de 250 metros por debajo del nivel del mar antes de que cese la erosión descendente y el hielo empiece a flotar. Noruega, Columbia británica, Groenlandia, Nueva Zelanda, Chile y Alaska tienen líneas de costa caracterizadas por fiordos.

Aristas y horns

Una visita a los Alpes y a las Rocosas del norte, o a muchos otros paisajes montañosos extraordinarios, esculpidos por los glaciares de valle, revelan no sólo valles glaciares, circos, lagos en rosario y los otros rasgos relacionados que acabamos de comentar. También es probable que muestren crestas sinuosas de bordes agudos denominados **aristas** y picos piramidales agudos denominados **horns** que se proyectan por encima de los alrededores. Los dos rasgos pueden originarse a partir del mismo proceso básico: el aumento de tamaño de los circos producido por arranque y por la acción del hielo (Figura 18.9). En el caso de las cúspides rocosas denominadas horns, los responsables son grupos de circos situados alrededor de una sola montaña elevada. A medida que los circos aumentan de tamaño y convergen, se produce un horn aislado. El ejemplo más famoso es el Matterhorn de los Alpes suizos (Figura 18.9).

Las aristas pueden formarse de una manera similar, a excepción de que los circos no se agrupan alrededor de un punto, sino que existen a los lados opuestos de una divisoria. A medida que crecen los circos, la divisoria que los separa se reduce a una estrecha partición en forma de filo de cuchillo. Una arista, sin embargo, también puede formarse de otra manera. En el caso de que dos glaciares ocupen valles paralelos, puede formarse una arista cuando la divisoria que separa las lenguas de hielo en movimiento se va estrechando progresivamente a medida que los glaciares pulen y ensanchan sus valles adyacentes.

Rocas aborregadas

En muchos paisajes glaciares, pero con más frecuencia allí donde los glaciares continentales de casquete han modificado el terreno, el hielo esculpe pequeñas colinas orientadas aerodinámicamente a partir de protuberancias del lecho de roca. Una protuberancia asimétrica del lecho de roca de este tipo se denomina **roca aborregada.** Las rocas aborregadas se forman cuando la abrasión glaciar alisa la suave pendiente que está en frente del hielo glaciar que se aproxima y el arranque aumenta la inclinación del lado opuesto a medida que el hielo pasa por encima de la protuberancia (Figura 18.11). Las rocas aborregadas indican la dirección del flujo glaciar, porque la pendiente más suave se encuentra generalmente en el lado desde el cual avanzó el hielo.

Depósitos glaciares



Glaciares y glaciaciones
▼ Repaso de las características de un glaciar

Los glaciares recogen y transportan una enorme carga de derrubios a medida que avanzan lentamente a través del terreno. Por fin, esos materiales se depositan cuando se



◀ **Figura 18.11** Roca aborregada en el Parque Nacional Yosemite, California. La pendiente suave experimentó abrasión y el lado más empinado experimentó arranque. El hielo se movió de derecha a izquierda. (Foto de E. J. Tarbuck.)

funde el hielo. En las regiones donde se deposita, el sedimento glaciar puede desempeñar un papel verdaderamente significativo en la formación del paisaje físico. Por ejemplo, muchas áreas, durante el reciente período glacial, estuvieron cubiertas por los glaciares continentales, siendo raro que el sustrato rocoso quede expuesto, porque el terreno está completamente cubierto por depósitos glaciares cuyo espesor es de decenas o incluso centenares de metros. El efecto general de esos depósitos es el de reducir el relieve local y, por tanto, nivelar la topografía. De hecho, las escenas rurales que son familiares para muchos son el resultado directo de la sedimentación glaciar.

Mucho antes de que se propusiera incluso la teoría de una Edad del Hielo generalizada, se reconocía que gran parte del suelo y los derrubios rocosos que cubren diversas zonas de Europa procedían de algún otro lugar. En aquella época, se creía que esos materiales «foráneos» habían sido «arrastrados» a sus posiciones actuales por hielo flotante durante una inundación antigua. Por consiguiente, en inglés se dio el nombre de *drift* (que significa arrastre) a este sedimento. En castellano se denominan **derrubios glaciares,** término que abarca todos los sedimentos de origen glaciar sin importar cómo, dónde o de qué forma fueron depositados.

Una de las características que distinguen los derrubios glaciares de los sedimentos dejados por otros agentes erosivos es que los depósitos glaciares consisten fundamentalmente en derrubios de roca mecánicamente meteorizada que experimentaron poca o ninguna meteo-

rización química antes de su deposición. Por tanto, los minerales que tienen una notable propensión a la descomposición química, como la hornblenda o las plagioclasas, a menudo son componentes abundantes de los sedimentos glaciares.

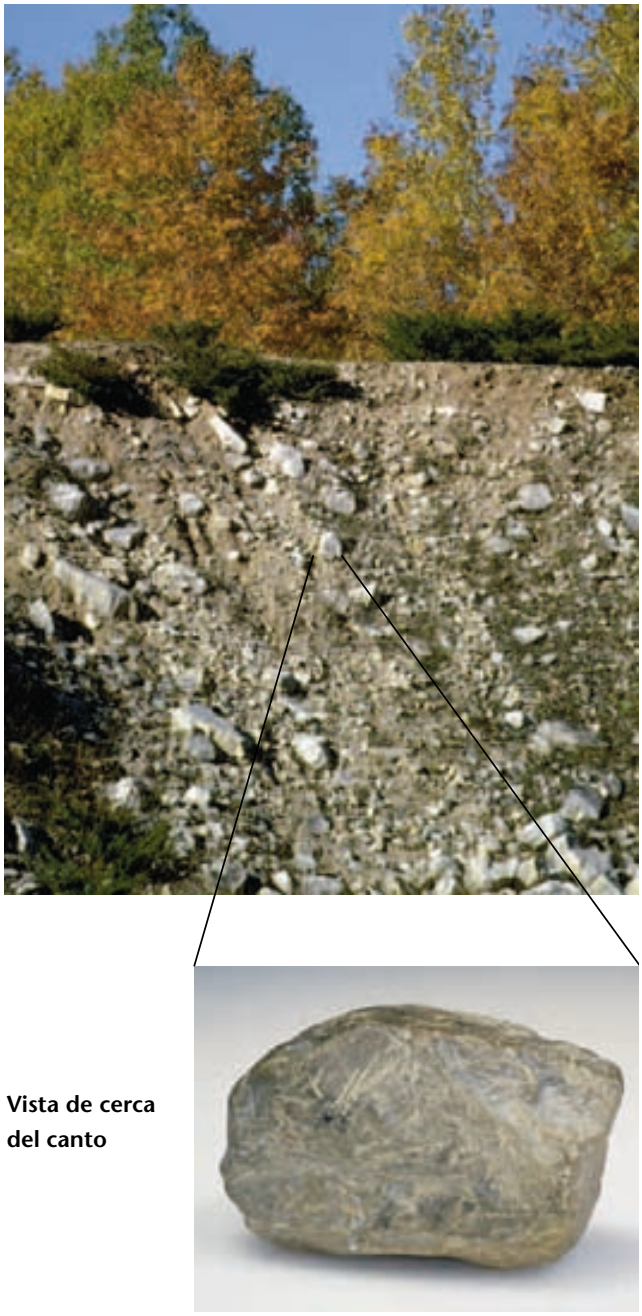
Los geólogos dividen los derrubios glaciares en dos tipos distintos: (1) los materiales depositados directamente por el glaciar, que se conocen como **tills,** y (2) los sedimentos dejados por el agua de fusión del glaciar, denominados **derrubios estratificados.** Consideraremos ahora las formas creadas por cada uno de estos tipos.

Formas constituidas por tills

Un till se deposita a medida que el hielo glacial se funde y deja su carga de fragmentos rocosos. A diferencia de las corrientes de agua y viento, el hielo no puede seleccionar el sedimento que transporta; por consiguiente, los depósitos de till son mezclas característicamente no seleccionadas de granos de muchos tamaños (Figura 18.12).Un examen de cerca de este sedimento demuestra que muchos de sus fragmentos están arañados y pulidos como consecuencia de haber sido arrastrados por el glaciar. Estos fragmentos ayudan a distinguir el till de otros depósitos que son una mezcla de tamaños diferentes de sedimento, como los materiales procedentes de un flujo de derrubios o un deslizamiento de rocas.

Los grandes bloques encontrados en el till o libres sobre la superficie se denominan **erráticos glaciares,** si son diferentes del lecho de roca sobre el que se encuentran. Por supuesto, esto significa que deben haber sido desviados de su lugar de origen, fuera del área donde se encuentran. Aunque se desconoce la localidad de donde proceden muchos bloques erráticos, puede determinarse el origen de algunos. En muchos casos, los enormes bloques fueron transportados hasta 500 kilómetros de su área original y, en unos pocos casos, más de 1.000 kilómetros. Por consiguiente, estudiando los bloques erráticos glaciares, así como la composición mineral del till que queda, los geólogos son a veces capaces de seguir la pista a un lóbulo de hielo.

En zonas de Nueva Inglaterra y otras áreas, los bloques erráticos salpican los pastos y los campos de labranza. De hecho, en algunos lugares estas grandes rocas fueron recogidas de los campos y apiladas para construir vallas y muros. Mantener limpios los campos, sin embargo, es una tarea que nunca se acaba porque cada primavera aparecen bloques erráticos nuevos. El levantamiento del suelo por congelación durante el invierno los saca a la superficie.



▲ **Figura 18.12** El till glaciar es una mezcla no seleccionada de muchos tamaños de sedimento diferentes. Un examen más próximo revela a menudo grandes cantos que han sido arañados a medida que fueron arrastrados por el glaciar. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Morrenas laterales y centrales

El término más común para las formas constituidas por los depósitos glaciares es el de *morrena*. Originalmente, este término lo utilizaron los campesinos franceses para referirse a los rebordes y los terraplenes de derrubios encontrados cerca de los márgenes de los glaciares en los Al-

pes franceses. En la actualidad, sin embargo, morrena tiene un significado más amplio, porque se aplica a una serie de formas, todas ellas compuestas fundamentalmente por till.

Los glaciares alpinos producen dos tipos de morrenas que aparecen exclusivamente en los valles de montaña. El primero de ellos se denomina **morrena lateral.** Como vimos antes, cuando un glaciar alpino se desplaza valle abajo, el hielo erosiona las laderas del valle con gran eficacia. Además, se añaden grandes cantidades de derrubios a la superficie del glaciar a medida que el material cae, o se desliza, desde una posición más elevada en los muros del valle y se acumula en los bordes del hielo en movimiento. Cuando el hielo acaba por derretirse, esta acumulación de derrubios se deja caer cerca de las paredes del valle. Estas acumulaciones de till que corren paralelas a los laterales del valle constituyen las morrenas laterales.

El segundo tipo de morrena que es exclusivo de los glaciares alpinos es la **morrena central.** Las morrenas centrales se crean cuando dos glaciares alpinos se unen para formar una sola corriente de hielo. El till que antes era transportado a lo largo de los laterales de cada glaciar se junta para formar una única banda oscura de derrubios dentro del recien ensanchado glaciar. La creación de estas bandas oscuras dentro de la corriente de hielo es una prueba obvia de que el hielo glaciar se mueve, porque la morrena no podría formarse si el hielo no fluyera valle abajo. Es bastante común ver varias morrenas centrales dentro de un solo glaciar alpino grande, porque se formará una línea cuando un glaciar afluente se una al valle principal.

Morrenas terminales y de fondo

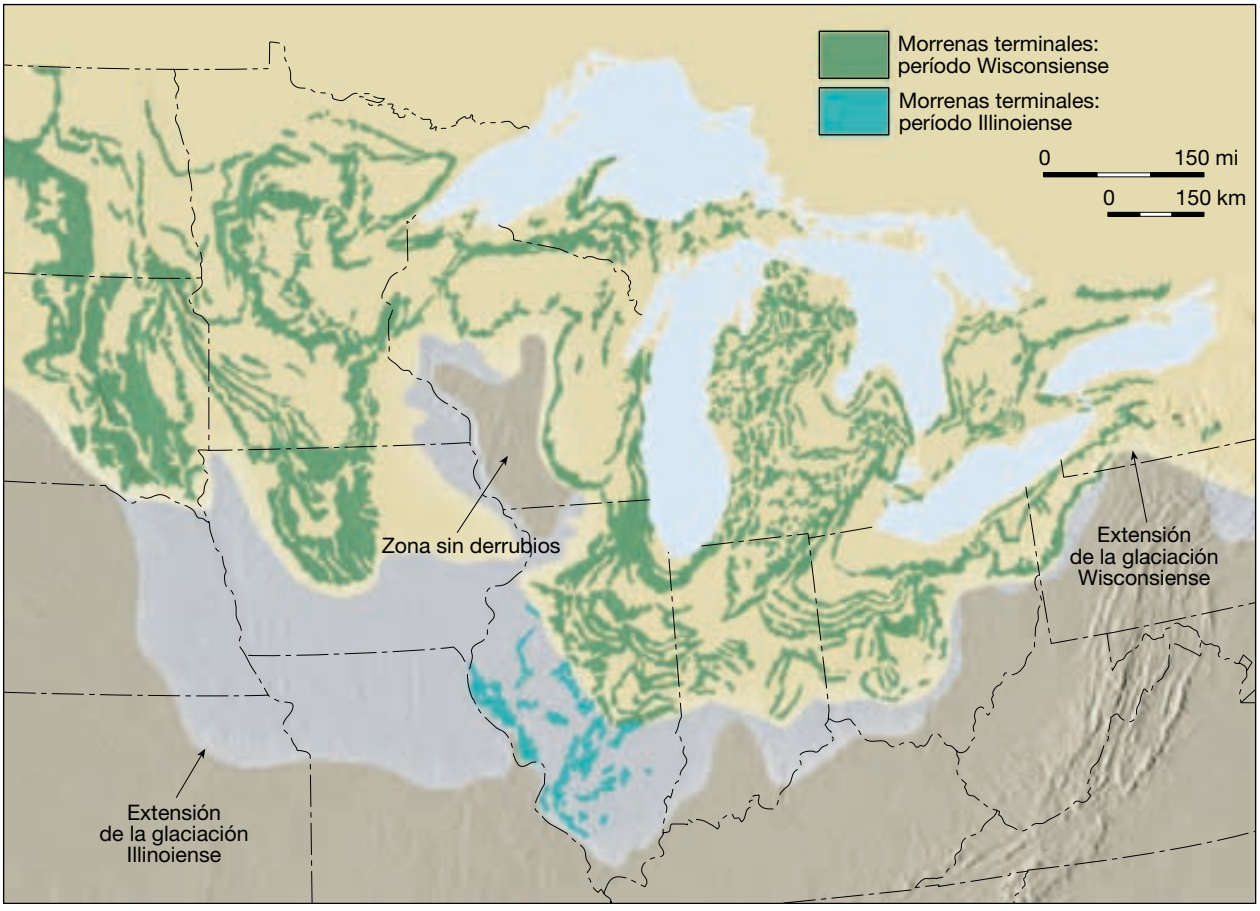
Una **morrena terminal** es un montículo de till que se forma al final de un glaciar. Estas formas relativamente comunes se depositan cuando se alcanza el estado de equilibrio entre la ablación y la acumulación de hielo. Es decir, la morrena terminal se forma cuando el hielo se está fundiendo y evaporando cerca del extremo del glaciar a una velocidad igual a la del avance del glaciar desde su área de alimentación. Aunque el extremo del glaciar es ahora estacionario, el hielo continúa fluyendo hacia delante, liberando un suministro continuo de sedimento, de la misma manera que una cinta transportadora libera los productos al final de una línea de producción. A medida que el hielo se funde, el till se deposita y la morrena terminal crece. Cuanto más tiempo permanezca estable el frente de hielo, mayor tamaño adquirirá el montículo de till.

Por fin, llegará el momento en que la ablación supere la alimentación. En este punto, el frente del glaciar empieza a retroceder en la dirección desde la cual avanzaba en un principio. Sin embargo, a medida que el frente de hielo retrocede, la acción de la cinta transportadora del glaciar continúa proporcionando suministros frescos de sedimento al extremo del glaciar. De esta manera, se deposita una gran cantidad de till a medida que el hielo se funde, creando una llanura ondulante de roca diseminada. Esta capa de till suavemente ondulada depositada conforme retrocede el frente de hielo se denomina **morrena de fondo.** La morrena de fondo tiene un efecto nivelador, rellenando los puntos bajos y obturando los viejos cauces de corrientes de agua, induciendo a menudo un desarreglo del sistema de drenaje existente. En áreas donde esta capa de till está todavía relativamente fresca, como en el norte de la región de los Grandes Lagos, son bastante comunes terrenos pantanosos poco drenados.

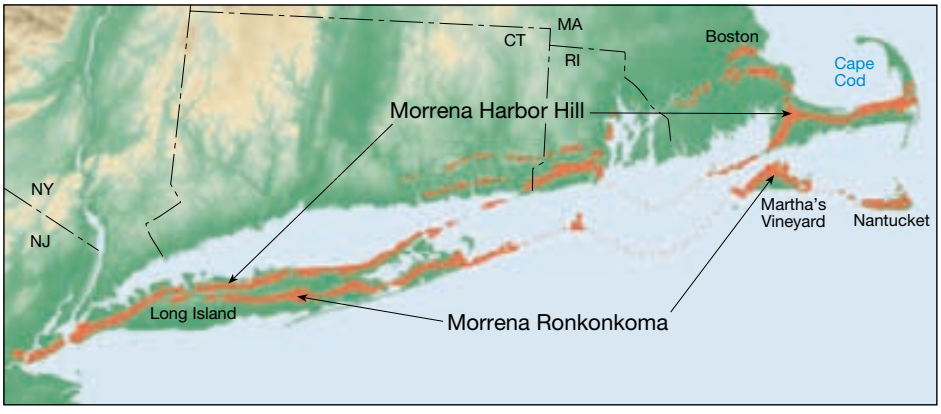
Periódicamente el glaciar retrocederá hasta un punto donde la ablación y la alimentación se equilibrarán una vez más. Cuando esto ocurra, el frente de hielo se estabilizará y se formará una nueva morrena terminal.

El modelo de formación de morrenas terminales y de deposición de morrenas de fondo puede repetirse muchas veces antes de que el glaciar se haya desvanecido por completo. Dicho modelo se ilustra en la Figura 18.13. Debe señalarse que la morrena terminal más exterior marca el límite de avance del glaciar. Las morrenas terminales que se depositaron durante las estabilizaciones ocasionales del frente de hielo durante los retrocesos se denominan **morrenas de retroceso.** Obsérvese que las morrenas terminales y las morrenas de retroceso son esencialmente iguales; la única diferencia entre ellas es su posición relativa.

Las morrenas terminales depositadas durante la mayor etapa de glaciación del período glacial más reciente son estructuras prominentes en muchas partes del medio oeste y del noroeste norteamericano. En Wisconsin, el terreno montañoso y boscoso de la morrena Kettle, cerca de Milwaukee, es un ejemplo particularmente pintoresco. Un ejemplo bien conocido del noroeste es Long Island. Esta tira de sedimento glaciar que se extiende en dirección noreste desde la ciudad de Nueva York forma parte de un complejo de morrenas terminales que se prolonga desde el este de Pensilvania hasta Cape Cod, Massachusetts (Figura 18.14). Las morrenas terminales que constituyen Long Island representan materiales que fueron depositados por un glaciar de casquete continental en las aguas relativamente someras de la costa y que se acumularon muchos metros por encima del nivel del mar. Long Island Sound, el estrecho cuerpo de agua que separa la isla de tierra firme, no acumuló la misma cantidad de depósitos glaciares y, por consiguiente, se inundó durante la elevación del mar que siguió al período glacial.



▲ **Figura 18.13** Morrenas terminales de la región de los Grandes Lagos. Las depositadas durante la etapa más reciente (Wisconsiense) son las más relevantes.

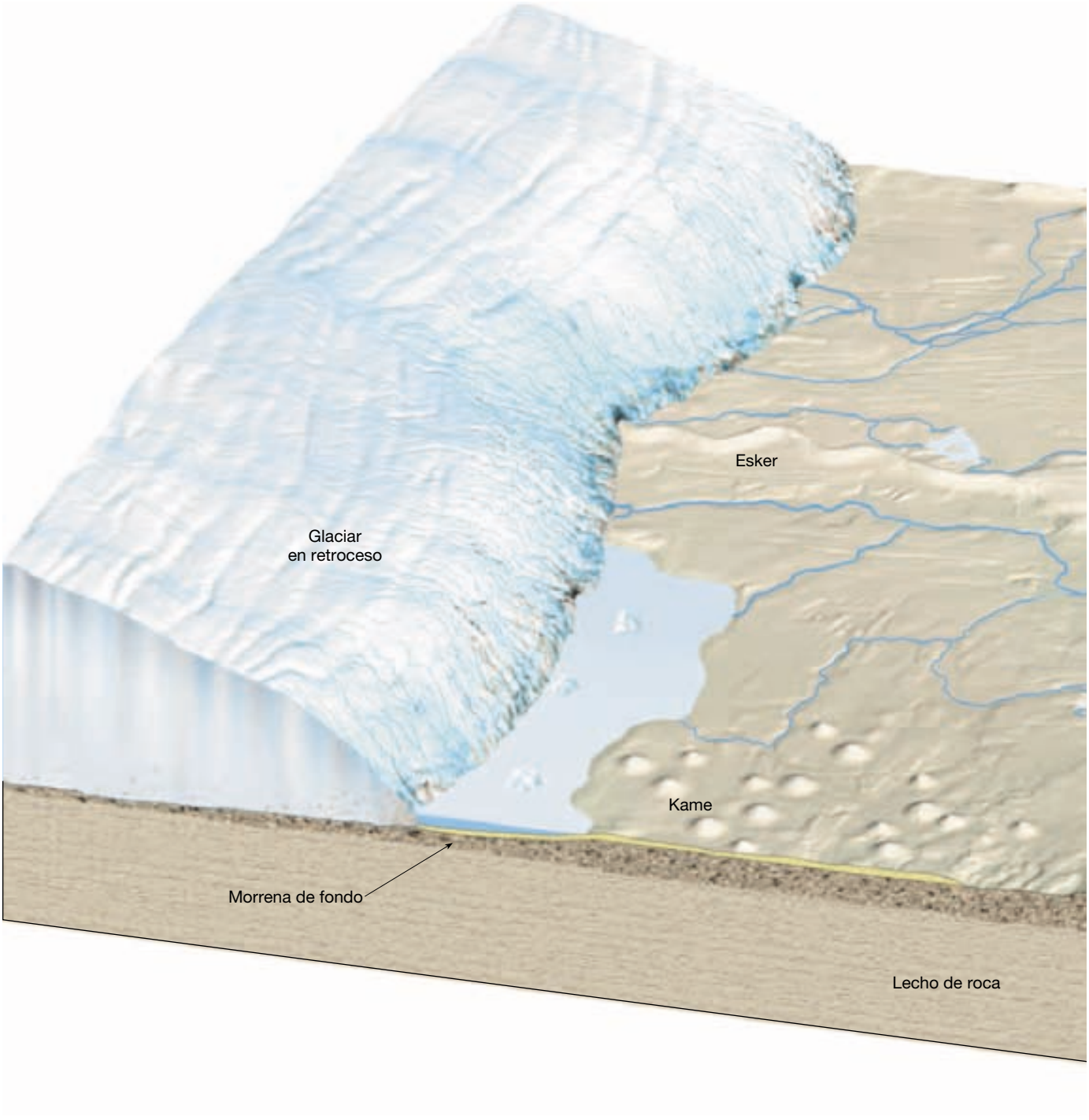


◀ **Figura 18.14** Las morrenas terminales constituyen partes sustanciales de Long Island, Cape Cod, Martha's Vineyard y Nantucket. Aunque algunas porciones están sumergidas, la morrena Ronkonkoma (una morrena terminal) se extiende a través de Long Island central, Martha's Vineyard y Nantucket. Se depositó hace unos 20.000 años. La morrena de retroceso Harbor Hill, que se formó hace unos 14.000 años, se extiende a lo largo de la costa norte de Long Island, a través del sur de Rhode Island y Cape Cod.

En la Figura 18.15 se representa un área hipotética durante la glaciación y el ulterior retroceso de las plataformas glaciares. Se muestran las morrenas descritas en esta sección, así como las estructuras deposicionales tratadas en las secciones siguientes. En esta figura se reproducen las estructuras del paisaje parecidas a las que encontraríamos al viajar por la parte superior del oeste medio o Nueva Inglaterra. A medida que lea las siguientes secciones que tratan otros depósitos glaciares, será remitido a esta figura varias veces.

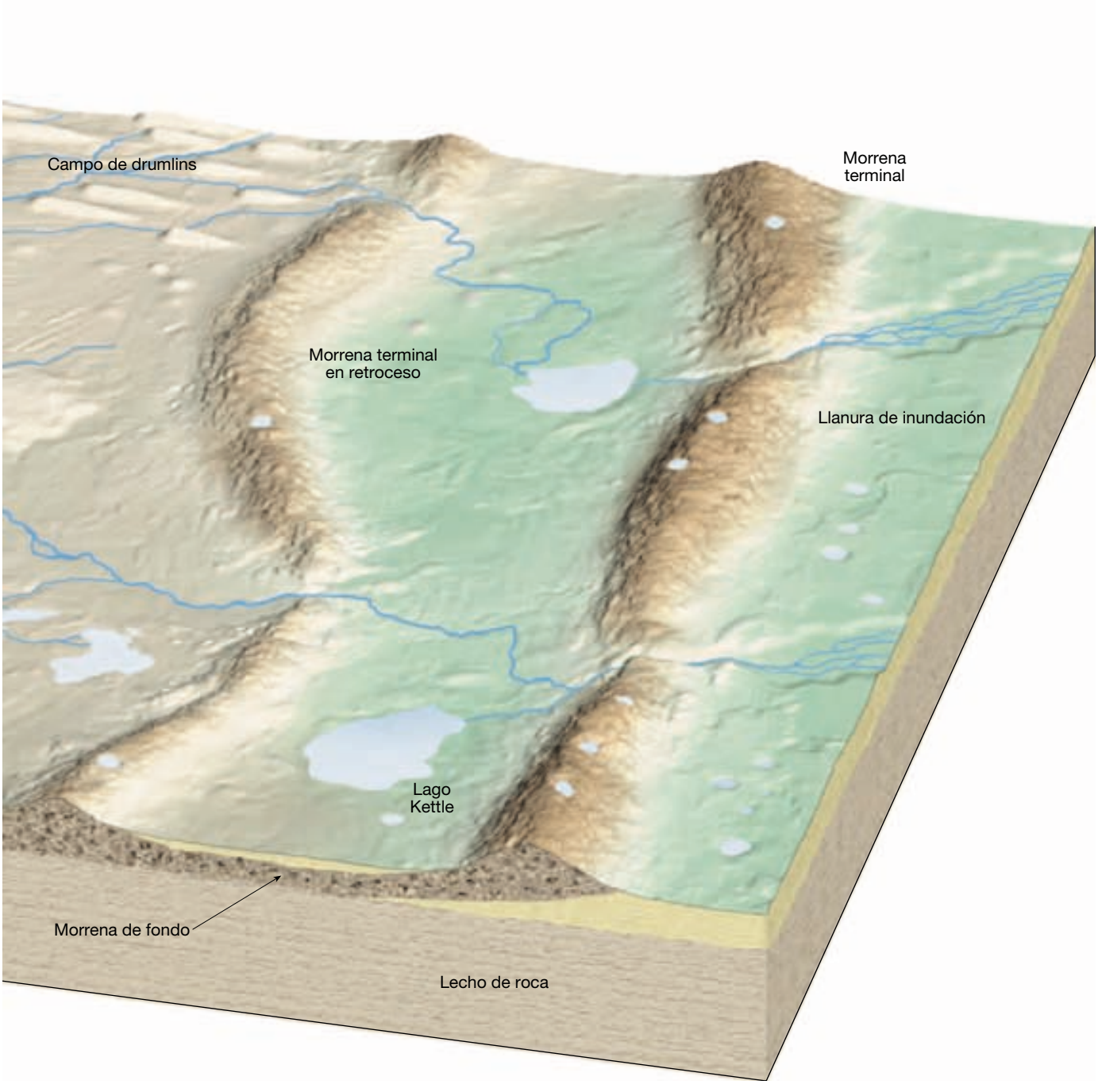
Drumlins

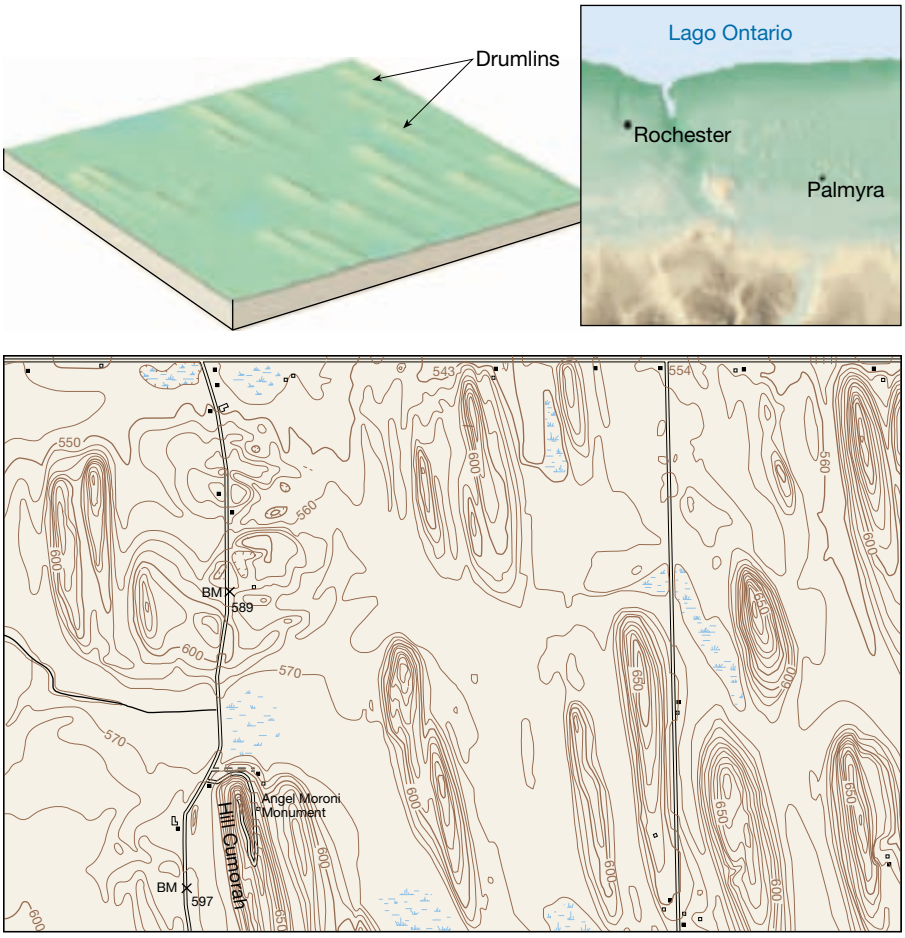
Las morrenas no son las únicas formas depositadas por los glaciares. En determinadas áreas que estuvieron en alguna ocasión cubiertas por glaciares continentales de casquete existe una variedad especial de paisaje glacial caracterizado por colinas lisas, alargadas y paralelas denominadas **drumlins** (Figura 18.15). Por supuesto, uno de los drumlins mejor conocidos es el Bunker Hill de Boston.



▲ **Figura 18.15** Esta área hipotética ilustra muchas formas deposicionales comunes.

Un examen del Bunker Hill u otros drumlins menos famosos revelaría que los drumlins son colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas fundamentalmente por till. Su altura oscila entre 15 y 50 metros y pueden llegar a medir un kilómetro de longitud. El lado empinado de la colina mira en la dirección desde la cual avanzó el hielo, mientras que la pendiente más larga y suave sigue la misma dirección de movimiento del hielo. Los drumlins no se encuentran como formas aisladas; muy al contrario, aparecen en grupos denominados *campos de drumlins* (Figura 18.16). Uno de esos grupos, al oeste de Rochester, Nueva York, se calcula que contiene unos 10.000 drumlins. Aunque la formación de los drumlins no se conoce del todo, su forma aerodinámica indica que fueron modelados en la zona de flujo plástico dentro de un glaciar activo. Se cree que muchos drumlins se originan cuando los glaciares avanzan sobre derrubios glaciares previamente depositados, remodelando el material.





▶ **Figura 18.16** Porción de un campo de drumlins mostrada en el mapa topográfico de Palmyra, Nueva York. El norte está arriba. Los drumlins son más empinados en la ladera norte, lo que indica que el hielo avanzó desde esa dirección.

Formas constituidas por derrubios glaciares estratificados

Como su nombre indica, los derrubios glaciares estratificados están seleccionados de acuerdo con el peso y el tamaño de los granos. Dado que el hielo no es capaz de esta actividad de selección, esos materiales no son depositados directamente por el glaciar, como ocurre con los tills; en cambio, reflejan la acción de selección del agua de fusión del glaciar. Las acumulaciones de derrubios glaciares estratificados suelen estar constituidos fundamentalmente de arena y grava (es decir, material de carga de fondo) porque la harina de roca más fina permanece suspendida y, por consiguiente, es normalmente transportada bastante más allá del glaciar por las corrientes de agua de fusión.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Hay algún tipo de depósito glaciar valioso?

Sí. En las regiones glaciares, los paisajes constituidos por derrubios glaciares estratificados, como los eskers, suelen ser excelentes fuentes de arena y grava. Aunque el valor por tonelada es bajo, se utilizan grandes cantidades de estos materiales en la industria de la construcción. Además, las arenas y las gravas de los glaciares son valiosas porque forman acuíferos excelentes y, por tanto, son fuentes significativas de aguas subterráneas en algunas zonas. Las arcillas de lagos glaciares antiguos se han utilizado en la fabricación de ladrillos.

Llanuras aluviales y «valley trains»

Al mismo tiempo que se forma una morrena terminal, el agua del glaciar que se funde cae en cascada por encima del till, arrastrando algo de este último hacia fuera por delante de la cresta en crecimiento de derrubios no seleccionados. El agua de fusión surge generalmente del hielo en corrientes de movimiento rápido que, a menudo, son obstruidas por material suspendido y que transportan ade-

más una sustancial carga de fondo. A medida que el agua abandona el glaciar, se desplaza sobre la superficie relativamente plana del frente del glaciar y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha de su carga de fondo se deja caer y el agua de fusión empieza a entretejer un modelo complejo de canales anastomosados (Figura 18.15). De esta manera, se crea una amplia superficie en forma de rampa, compuesta por derrubios glaciares estratificados, adyacente al borde corriente abajo de la mayoría de las morrenas terminales. Cuando esta estructura se forma en asociación con un glaciar de casquete, se denomina **llanura aluvial** y cuando está fundamentalmente confinada a un valle de montaña, se la suele denominar **tren de valle.**

Las llanuras de aluvión y los trenes de valle suelen estar salpicados de cuencas conocidas como **kettles** (Figura 18.15). Las depresiones glaciares se producen también en depósitos de till. Se forman cuando bloques de hielo estancado resultan completa o parcialmente enterrados en el derrubio glaciar y acaban por derretirse, dejando hoyos en el sedimento glaciar. Aunque la mayoría de las depresiones glaciares no superan los 2 kilómetros de diámetro, en Minnesota hay algunas cuyo diámetro es superior a los 10 kilómetros. De igual manera, la profundidad normal de la mayoría de las depresiones glaciares es inferior a 10 metros, aunque las dimensiones verticales de algunas se aproximan a los 50 metros. En muchos casos, el agua acaba rellenando la depresión y forma un lago o una laguna.

Depósitos en contacto con el hielo

Cuando el final de un glaciar que se está derritiendo se encoge hasta un punto crítico, el flujo se detiene prácticamente y el hielo se estanca. El agua de fusión que fluye por encima, en el interior y en la base del hielo inmóvil deja depósitos de derrubios estratificados. Entonces, a medida que el hielo sustentador se va derritiendo, se va dejando atrás sedimento estratificado en forma de colinas, terrazas y cúmulos. Dichas acumulaciones se denominan colectivamente **depósitos en contacto con el hielo** y se clasifican en función de su forma.

Cuando el derrubio estratificado en contacto con el hielo tiene la forma de una colina de laderas empinadas o montículos, se denomina **kame** (Figura 18.15). Algunos kames representan cuerpos de sedimento depositados por el agua de fusión en aperturas del interior del hielo o en depresiones de su superficie. Otros se originan cuando se van formando deltas o abanicos hacia el exterior del hielo por las corrientes de agua de fusión. Por último, cuando el hielo estancado se funde, las diversas acumulaciones de sedimento se unen para formar montículos aislados e irregulares.

Cuando el hielo glaciar ocupa un valle, pueden formarse **terrazas de kame** a lo largo de los lados del valle. Estas estructuras suelen ser masas estrechas de derrubios estratificados depositados entre el glaciar y la ladera del valle por corrientes que dejan los derrubios a lo largo de los márgenes de la masa de hielo que se va encogiendo.

Un tercer tipo de depósito en contacto con el hielo es una cresta larga, estrecha y sinuosa, compuesta fundamentalmente por arena y grava. Algunos tienen una altura superior a los 100 metros y longitudes que superan los 100 kilómetros. Las dimensiones de muchos otros son bastante menos espectaculares. Conocidas como **eskers,** estas crestas son depositadas por ríos de agua de fusión que fluyen dentro, encima y debajo de una masa de hielo glaciar estancada inmóvil (Figura 18.15). Los torrentes de agua de fusión transportan sedimentos de muchos tamaños en los canales con riberas de hielo, pero sólo el material más grueso puede depositarse por la corriente turbulenta.

La teoría glaciar y el período glacial cuaternario

En las páginas precedentes mencionamos el período glacial, una época en la que los glaciares de casquete y los glaciares alpinos eran mucho más extensos que en la actualidad. Como se observó, hubo un tiempo en el que la explicación más popular para lo que ahora conocemos como depósitos glaciares era que el material había sido arrastrado allí por medio de icebergs o, quizá, simplemente arrastrado a través del paisaje por una inundación catastrófica. ¿Qué convenció a los geólogos de que un período glacial generalizado fue el responsable de esos depósitos y muchas otras estructuras glaciares?

En 1821, un ingeniero suizo, Ignaz Venetz, presentó un artículo en el que sugería la presencia de rasgos de paisaje glaciar a distancias considerables de los glaciares existentes en los Alpes. Esto implicaba que los glaciares habían sido alguna vez mayores y ocupado posiciones más distantes valle abajo. Otro científico suizo, Louis Agassiz, dudó de la actividad glaciar generalizada propuesta por Venetz. Se propuso demostrar que la idea no era válida. Irónicamente, su trabajo de campo de 1836 en los Alpes le convenció de los méritos de la hipótesis de su colega. De hecho, un año más tarde Agassiz planteó la hipótesis de un gran período glacial que había tenido efectos generales y de largo alcance: una idea que iba a proporcionar a Agassiz fama mundial.

La prueba de la teoría glaciar propuesta por Agassiz y otros constituye un ejemplo clásico de la aplicación del principio del uniformismo. Al darse cuenta de que

ciertas estructuras no pueden formarse por procesos conocidos distintos de la acción glaciar, los investigadores fueron capaces de empezar a reconstruir la extensión de los glaciares de casquete ahora desaparecidos en función de la presencia de rasgos y depósitos encontrados bastante más allá de los márgenes de los glaciares actuales. De esta manera, el desarrollo y la verificación de la teoría glaciar continuó durante el siglo XIX y, a través de los esfuerzos de muchos científicos, se aclaró el conocimiento sobre la naturaleza y la extensión de los antiguos glaciares de casquete.

Al comenzar el siglo XX, los geólogos habían determinado en gran medida la extensión que había alcanzado la glaciación durante el período glacial cuaternario. Además, durante sus investigaciones habían descubierto que muchas regiones glaciares no tenían solamente una capa de derrubios glaciares, sino varias. Por otro lado, un examen de cerca de esos antiguos depósitos demostró zonas bien desarrolladas de meteorización química y formaciones de suelo, así como los restos de plantas que precisan temperaturas cálidas. Las pruebas eran claras: no había habido sólo un avance glaciar, sino muchos, separados cada uno por períodos extensos cuyos climas habían sido tan cálidos o más que el actual. El período glacial no había sido simplemente una época en la que el hielo avanzó sobre la Tierra, la cubrió durante una época y luego retrocedió. Más bien fue un acontecimiento muy complejo, caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciar.

A principios del siglo XX se había establecido una división cuádruple del período glacial cuaternario para Norteamérica y Europa. Las divisiones se basaron sobre todo en estudios de los depósitos glaciares. En América del Norte, cada una de las cuatro etapas principales fue nombrada con el estado donde los depósitos de esa etapa estaban bien expuestos o fueron estudiados por primera vez. Se trata, en orden de aparición, del Nebrasquiense, Kansaniense, Illinoiense y Wisconsiense. Estas divisiones tradicionales permanecieron hasta hace relativamente poco, cuando se supo que testigos de sondeos de sedimentos procedentes del suelo oceánico contienen un registro mucho más completo del cambio climático ocurrido durante el período glacial cuaternario*. A diferencia del registro glaciar de la Tierra, que está interrumpido por muchas discontinuidades estratigráficas, los sedimentos del suelo oceánico proporcionan un registro ininterrumpido de los ciclos climáticos durante este período. Los estudios de esos sedimentos del fondo oceánico demostraron que se habían producido ciclos glaciares/interglaciares aproximadamente cada 100.000 años. Se identificaron alrededor de veinte de esos ciclos de enfriamiento y calentamiento para el intervalo que denominamos período glacial cuaternario.

Durante la época glaciar, el hielo dejó su impronta sobre casi el 30 por ciento del área de superficie de la Tierra, abarcando unos 10 millones de kilómetros cuadrados de América del Norte, 5 millones de kilómetros cuadrados de Europa y 4 millones de kilómetros cuadrados de Siberia (Figura 18.17). La cantidad de hielo glaciar del hemisferio norte era alrededor del doble que la del hemisferio sur. La razón fundamental es que el hielo polar meridional no pudo expandirse más allá de los márgenes de la Antártida. Por el contrario, Norteamérica y Eurasia proporcionaron grandes espacios de tierra para la expansión de los glaciares de casquete.

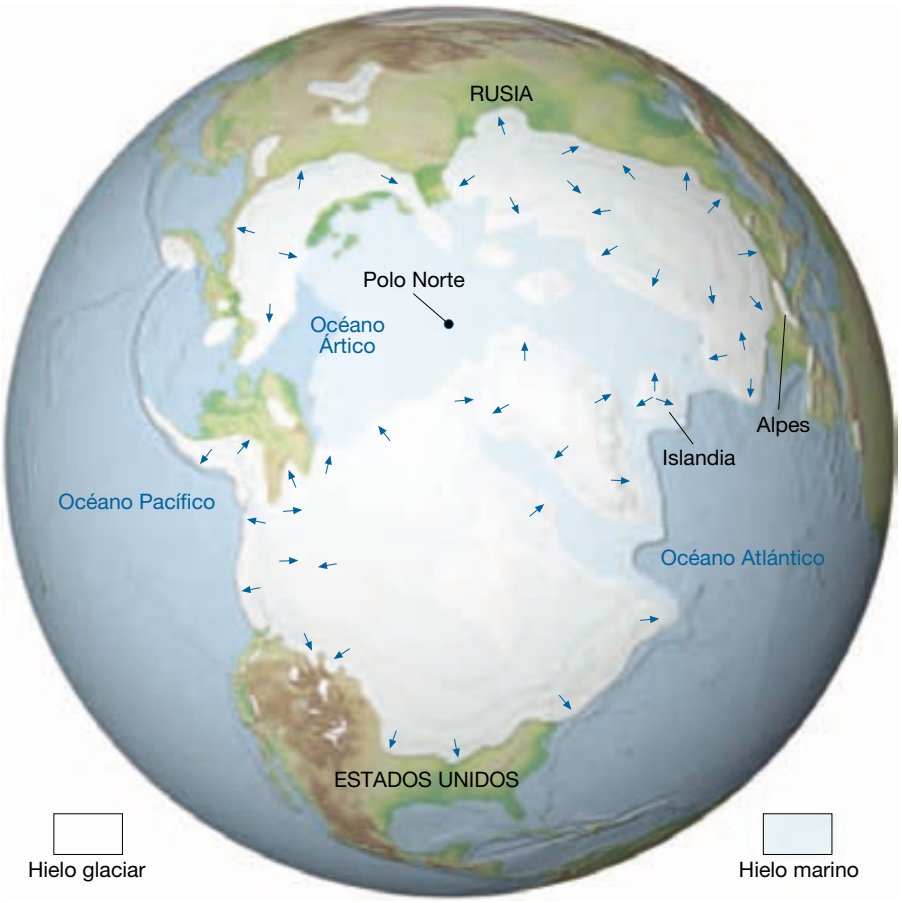
En la actualidad, sabemos que el período glacial empezó hace entre 2 y 3 millones de años. Esto significa que la mayoría de las principales etapas glaciares se produjo durante una división de la escala de tiempo geológico denominada **Pleistoceno.** Aunque el Pleistoceno se utiliza normalmente como sinónimo de período glacial, observaremos que esta época no abarca todo el último período glacial. El glaciar de casquete de la Antártida, por ejemplo, se formó probablemente hace al menos 14 millones de años y, de hecho, podría ser mucho más antiguo.

Algunos efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario

Además del trabajo erosivo y deposicional masivo llevado a cabo por los glaciares del Pleistoceno, los glaciares de casquete tuvieron otros efectos, a veces profundos, sobre el paisaje. Por ejemplo, a medida que el hielo avanzaba y retrocedía, los animales y las plantas se vieron obligados a migrar. Esto indujo a esfuerzos que algunos organismos no pudieron tolerar. Por consiguiente, se extinguió una serie de plantas y animales. Además, muchos de los cursos de corrientes de agua actuales no tienen nada que ver con sus rutas preglaciares. En el Recuadro 18.2 se describe este efecto. Otros ríos, que en la actualidad llevan poca agua pero ocupan cauces amplios, son testimonio del hecho de que en alguna ocasión transportaron torrentes de agua de fusión glaciar.

En zonas que fueron centros de acumulación glaciar, como Escandinavia y el escudo canadiense, la tierra se ha ido levantando lentamente en los últimos miles de años. En la región de la bahía de Hudson se ha producido un levantamiento de casi 300 metros. Esto es también

* En el Recuadro 7.2, «El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado», se proporciona más información sobre este tema.



◀ **Figura 18.17** Extensión máxima de los glaciares de casquete en el hemisferio septentrional durante el período glaciar cuaternario.

consecuencia de los glaciares continentales de casquete. Pero, ¿cómo el hielo glaciar puede producir esos movimientos verticales de la corteza? Ahora sabemos que la tierra se está levantando porque el peso añadido de la masa de hielo de 3 kilómetros de espesor produjo un pandeo hacia abajo de la corteza de la Tierra. Después de la eliminación de esta inmensa carga, la corteza se ha ido ajustando desde entonces mediante reajuste gradual hacia arriba (Figura 18.18)*.

Por supuesto, uno de los efectos más interesantes y quizá dramáticos del período glacial fue el descenso y la elevación del nivel del mar que acompañó al avance y retroceso de los glaciares. En secciones anteriores de este capítulo se ha señalado que el nivel del mar se elevaría unos 60 o 70 metros si el agua ahora atrapada en el glaciar del casquete de la Antártida se derritiera por completo. Dicho suceso inundaría muchas áreas costeras densamente pobladas.

Aunque el volumen total de hielo glaciar es grande, superior a 25 millones de kilómetros cúbicos, durante el período glacial cuaternario el volumen de hielo glaciar ascendía a unos 70 millones de kilómetros cúbicos, o 45 millones más que en la actualidad. Dado que sabemos que la nieve a partir de la cual se forman los glaciares procede en último término de la evaporación del agua de los océanos, el crecimiento de los glaciares de casquete debe haber causado un descenso mundial del nivel del mar (Figura 18.19). De hecho, los cálculos sugieren que el nivel del mar estuvo hasta 100 metros por debajo del actual. Por tanto, tierra que en la actualidad está inundada por los océanos estaba seca. La costa atlántica de Estados Unidos se encontraba a más de 100 kilómetros al este de la ciudad de Nueva York; Francia y Gran Bretaña estaban unidas donde en la actualidad está el canal de la Mancha; Alaska y Siberia estaban conectadas a través del estrecho de Bering; y el sureste asiático estaba conectado con las islas de Indonesia por tierra.

Si bien la formación y crecimiento de los glaciares de casquete fue una respuesta obvia a cambios significativos del clima, la existencia de los propios glaciares desencadenó importantes cambios climáticos en las regiones situadas más allá de sus márgenes. En las zonas áridas y semiáridas de todos los continentes, las temperaturas

* En la sección «Isostasia» del Capítulo 14 se proporciona un comentario más completo de este concepto, denominado ajuste isostático.



Recuadro 18.2 ▶ Entender la Tierra

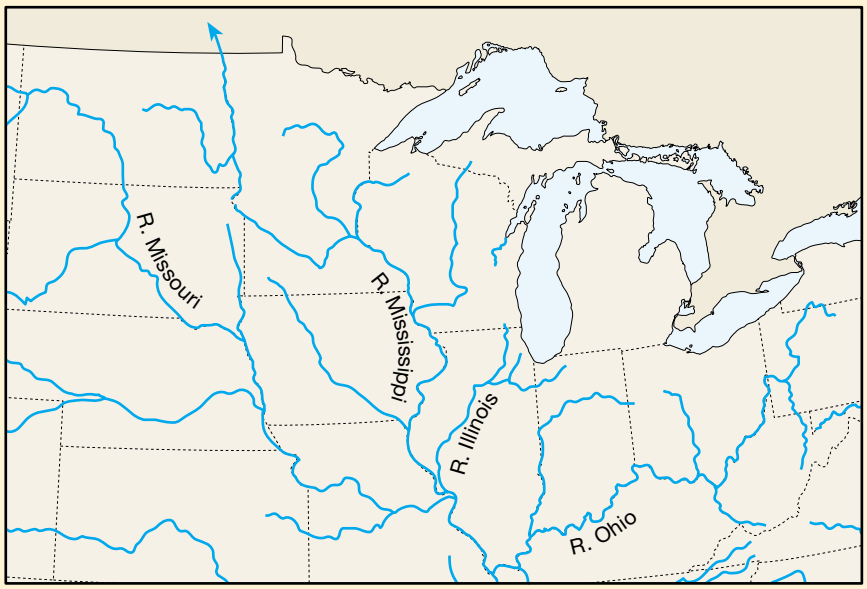
Los ríos antes y después del período glacial cuaternario

En la Figura 18.B se muestra la familiar distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos, con los ríos Missouri, Ohio e Illinois como principales afluentes del Mississippi. En la Figura 18.C se muestran los sistemas de drenaje en esta región antes de la Edad de Hielo. La distribución es *muy* diferente de la actual. Esta notable transformación de los sistemas fluviales fue el resultado del avance y el retroceso de los casquetes polares.

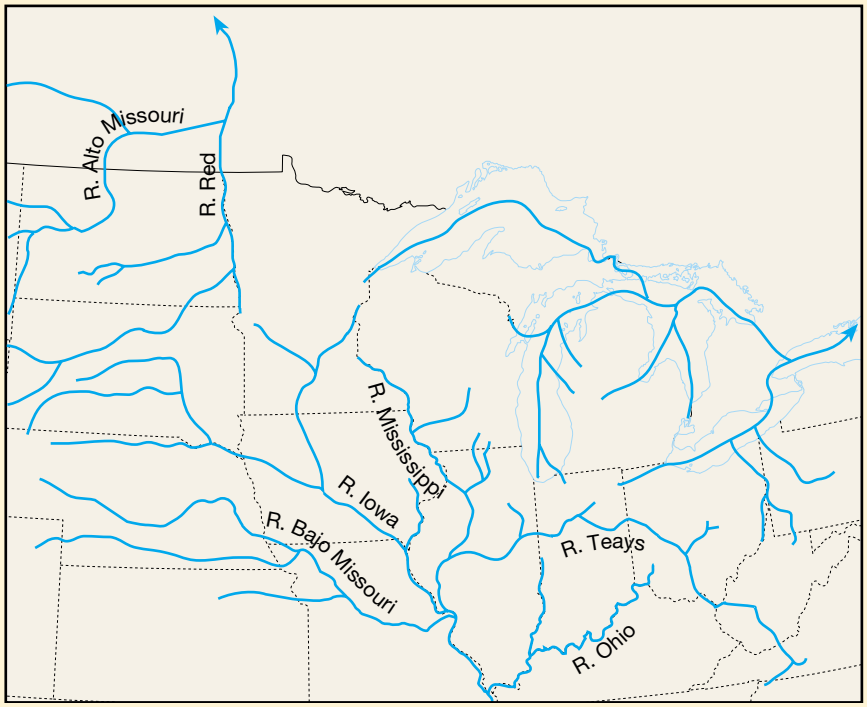
Nótese que antes de la Edad de Hielo, una parte significativa del río Missouri se desvió al norte hacia la bahía de Hudson. Además, el río Mississippi no seguía el límite actual entre Iowa e Illinois, sino que fluía a través del oeste y el centro de Illinois, por donde pasa el río Illinois en la actualidad. El río Ohio preglacial apenas alcanzaba el actual estado de Ohio, y los ríos que en la actualidad alimentan el Ohio al oeste de Pensilvania fluían hacia el norte y desembocaban en el océano Atlántico. Los Grandes Lagos fueron creados por la erosión glacial durante la Edad de Hielo. Antes del Pleistoceno, las cuencas ocupadas por estos grandes lagos eran tierras bajas con ríos que fluían en dirección este hacia el golfo de San Lorenzo.

El gran río Teays era una estructura significativa antes de la Edad de Hielo (Figura 18.C). Fluía desde el oeste de Virginia a través de Ohio, Indiana e Illinois, donde desembocaba en el río Mississippi, no muy lejos de la actual Peoria. Este valle fluvial, que hubiese competido en tamaño con el Mississippi, desapareció por completo durante el Pleistoceno, enterrado por depósitos glaciares de centenares de metros de espesor. En la actualidad, las arenas y las gravas enterradas en el valle de Teays lo convierten en un importante acuífero.

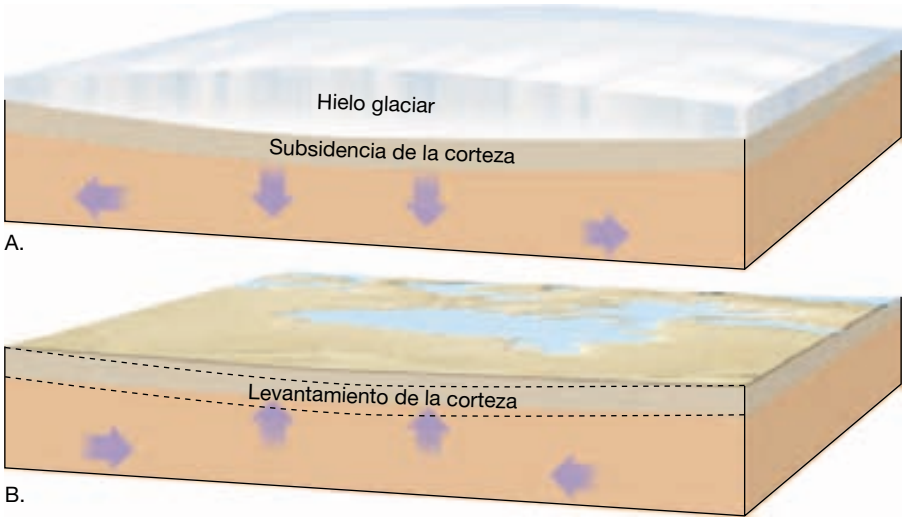
Evidentemente, para entender la distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos (y también en otros muchos lugares), debemos conocer la historia glaciar.



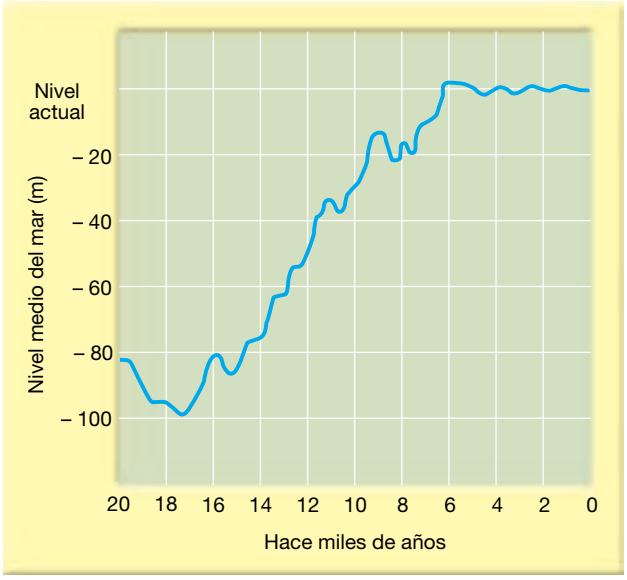
▲ **Figura 18.B** En este mapa se muestran los Grandes Lagos y la familiar distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos. Los glaciares de casquete del Pleistoceno representaron un papel protagonista en la creación de esta distribución.



▲ **Figura 18.C** Reconstrucción de los sistemas de drenaje del centro de Estados Unidos antes de la Edad de Hielo. La distribución era muy distinta de la actual y los Grandes Lagos no existían.



◀ **Figura 18.18** Ilustración simplificada que muestra la subsidencia de la corteza y el rebote consecutivo a la adición y la eliminación de los glaciares continentales de casquete. **A.** En el norte de Canadá y Escandinavia, donde se produjo la mayor acumulación de hielo glaciar, el peso añadido causó abombamiento descendente de la corteza. **B.** Desde que se fundió el hielo, ha habido un levantamiento gradual, o reajuste, de la corteza.



▲ **Figura 18.19** Modificación del nivel del mar durante los últimos 20.000 años. El nivel más bajo mostrado en la gráfica representa una época de hace unos 18.000 años, cuando el avance de hielo más reciente estaba en su apogeo.



▲ **Figura 18.20** Lagos pluviales de Estados Unidos occidental. (Tomado de R. F. Flint, *Glacial and Quaternary Geology,* Nueva York: John Willey & Sons.)

eran inferiores y, por tanto, la evaporación era menor; pero, al mismo tiempo, se experimentaron precipitaciones totales moderadas. Este clima más húmedo y más frío formó muchos **lagos pluviales** (del latín *pluvia*, que significa *lluvia*). En Norteamérica, la mayor concentración de lagos pluviales se produjo en la enorme región Basin and Range de los estados de Nevada y Utah (Figura 18.20). Con mucho, el mayor de los lagos de esta región fue el lago Bonneville. Con profundidades máximas que superan los 300 metros y un área de 5.000 kilómetros cuadrados, el lago Bonneville tenía casi el mismo tamaño que el actual lago Michigan. A medida que los glaciares de casquete iban menguando, el clima se volvió de nuevo más árido y los niveles de los lagos, como respuesta, disminuyeron. Aunque la mayoría de los lagos desapareció

por completo, quedan unos pequeños restos del lago Bonneville, entre ellos el más grande y el más conocido, el Gran Lago Salado.

Causas de las glaciaciones

Se sabe mucho sobre los glaciares y las glaciaciones (*véase* Recuadro 18.3). Se ha aprendido mucho sobre la formación y el movimiento de los glaciares, la extensión de los glaciares en el pasado y en la actualidad, y las formas creadas por los glaciares, tanto erosivas como deposicionales. Sin embargo, todavía no se ha establecido una teoría generalmente aceptada para explicar las causas de los períodos glaciales. Aunque han transcurrido más de 160 años desde que Louis Agassiz propuso su teoría de una gran «Edad del Hielo», no existe acuerdo completo con respecto a las causas de esos acontecimientos.

Aunque la glaciación generalizada ha sido rara en la historia de la Tierra, esa Edad del Hielo que abarcó el Pleistoceno no es el único período glacial del que existen datos. Depósitos denominados **tillitas,** una roca sedimentaria formada cuando se litifica el till glaciar, indican la existencia de glaciaciones anteriores. Esos depósitos, encontrados en estratos de edades diferentes, contienen normalmente fragmentos de roca estriada, y algunas están superpuestas a superficies de lecho de roca pulida y acanalada o están asociadas con areniscas y conglomerados que muestran rasgos de depósitos de llanura aluvial. Se han identificado dos episodios glaciares Precámbricos en el registro geológico, el primero hace aproximadamente 2.000 millones de años y el segundo hace unos 600 millones de años. También, en rocas del Paleozoico tardío, que tienen una antigüedad de unos 250 millones de años y que existen en varias masas continentales, se encontró un registro bien documentado de una época glacial anterior.

Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciales debe responder satisfactoriamente a dos preguntas básicas. (1) *¿Qué causa el comienzo de las condiciones glaciares?* Para que se formen glaciares continentales de casquete, la temperatura media debe haber sido algo inferior a la actual y quizá sustancialmente inferior a la reinante durante gran parte del tiempo geológico. Por tanto, una teoría satisfactoria tendría que explicar el enfriamiento que condujo finalmente a las condiciones glaciares; (2) *¿Qué causó la alternancia de etapas glaciales e interglaciales que han sido documentadas para el Pleistoceno?* La primera pregunta se enfrenta a las tendencias a largo plazo de la temperatura en una escala de millones de años, pero esta segunda cuestión se refiere a cambios a un plazo mucho más corto.

Aunque la literatura científica contiene una gran cantidad de hipótesis relativas a las posibles causas de los períodos glaciales, discutiremos sólo unas pocas ideas principales que resumen el pensamiento actual.

Tectónica de placas

Probablemente la propuesta más atractiva para explicar el hecho de que hubo glaciaciones extensas tan sólo unas pocas veces en el pasado geológico procede de la teoría de la tectónica de placas. Dado que los glaciares se pueden formar sólo sobre tierra firme, sabemos que debían existir masas continentales en algún lugar de las latitudes más altas antes de que pudiera comenzar un período glacial. Muchos científicos sugieren que los períodos glaciales se han producido sólo cuando las placas de corteza terrestre a la deriva han transportado los continentes de las latitudes tropicales a posiciones más próximas a los polos.

Estructuras glaciares en los continentes africano, australiano, suramericano e indio actuales indican que esas regiones, que son ahora tropicales o subtropicales, experimentaron un período glacial cerca del final del Paleozoico, hace unos 250 millones de años. Sin embargo, no hay pruebas de que existieran glaciares de casquete durante ese mismo período en lo que en la actualidad son latitudes más altas de Norteamérica y Eurasia. Durante muchos años, esto desconcertó a los científicos. ¿Fue el clima en esas latitudes relativamente tropicales semejante en alguna ocasión al clima actual de Groenlandia y la Antártida? ¿Por qué no se formaron glaciares en Norteamérica y Eurasia? Hasta que no se formuló la teoría de la tectónica de placas, no hubo una explicación razonable.

En la actualidad, los científicos saben que las áreas que contienen esos rasgos glaciares antiguos estuvieron juntas en un supercontinente localizado en latitudes lejanas a sus posiciones meridionales actuales. Más tarde, esta masa de tierra se separó y sus fragmentos, cada uno desplazándose en una placa diferente, derivaron hacia sus posiciones actuales (Figura 18.21). Ahora sabemos que durante el pasado geológico, los movimientos de placa fueron responsables de muchos cambios climáticos extraordinarios a medida que los continentes se desplazaban unos en relación con otros y se dirigían a posiciones latitudinales diferentes. También debieron ocurrir cambios en la circulación oceánica, que alteraron el transporte del calor y la humedad, y, por consiguiente, también el clima. Debido a que la velocidad de movimiento de las placas es muy lenta (unos pocos centímetros al año), sólo se producen cambios apreciables en las posiciones de los continentes a lo largo de grandes períodos de tiempo geológico. Por tanto, los cambios climáticos desencadenados por el desplazamiento de las placas son extremadamente graduales y ocurren a una escala de millones de años.



Recuadro 18.3 ▶ Entender la Tierra

El hielo glaciar: un almacén de datos climáticos

La climatología trabaja con un inconveniente en comparación con muchas otras ciencias. En otros campos de estudio, las hipótesis pueden probarse mediante la experimentación directa en el laboratorio. Sin embargo, eso no suele ser posible en el estudio del clima. Antes bien, los científicos deben construir modelos por computador de cómo funciona el sistema climático de nuestro planeta. Si entendemos correctamente el sistema climático y construimos el modelo de manera aproximada, el comportamiento del sistema climático modelo debe imitar el comportamiento del sistema climático terrestre.

Una de las mejores maneras de probar un modelo de este tipo es ver si puede reproducir cambios climáticos que ya han ocurrido. Para ello, se precisan registros climáticos detallados que retrocedan centenares de miles de años. Los testigos de sondeo glaciares son una fuente indispensable de datos para reconstruir climas del pasado. La investigación basada en las muestras de sondeo verticales tomadas de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida ha cambiado nuestra comprensión básica del funcionamiento del sistema climático.

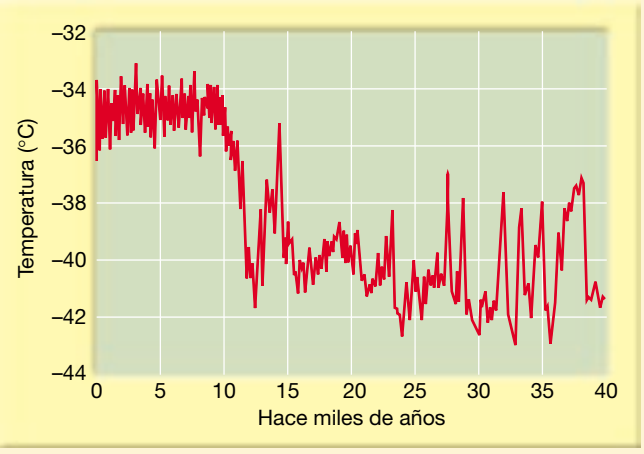
Los científicos recogen muestras por medio de una torre de perforación, que es como una versión en pequeño de una perforadora petrolífera. Una vara hueca sigue a la cabeza de perforación y se extrae una muestra de hielo. De esta manera se obtienen para estudio muestras que a veces superan los 2.000 metros de longitud y pueden representar más de 200.000 años de historia climática (Figura 18.D).

El hielo proporciona un registro detallado del cambio de las temperaturas ambientales y de la nieve caída. Las burbujas de aire atrapadas en el hielo registran variaciones de la composición atmosférica. Los cambios en el dióxido de carbono y el metano están ligados a la fluctuación de temperaturas. En las muestras se encuentran también otros productos atmosféricos, como el polvo que había en el aire, cenizas volcánicas, polen y la contaminación moderna.

Las temperaturas pasadas se determinan mediante *análisis isotópico del oxígeno*. Esta técnica se basa en la determinación precisa del cociente entre dos isótopos de oxígeno: O^{16}, que es el más común, y O^{18}, el más pesado. Se evapora más O^{18} de los océanos cuando las temperaturas son elevadas y menos cuando las temperaturas son bajas. Por consiguiente, el isótopo más pesado es más abundante en las precipitaciones de los períodos cálidos, y menos abundante durante los períodos más fríos. Utilizando este principio, los científicos pueden elaborar un registro de los cambios de temperatura en el pasado. Una porción de dicho registro se muestra en la Figura 18.E.



▲ **Figura 18.D** El National Ice Core Laboratory es una planta de almacenaje y estudio de los testigos de hielo extraído de los glaciares de todo el mundo. Estos testigos representan un registro a largo plazo de material depositado desde la atmósfera. El laboratorio proporciona a los científicos la capacidad de examinar testigos de hielo, y conserva la integridad de estas muestras en un depósito para estudiar el cambio climático mundial y las condiciones ambientales del pasado. *(Foto de USGS/National Ice Core Laboratory.)*



▲ **Figura 18.E** Este gráfico, en el que se muestran las variaciones de temperatura durante los últimos 40.000 años, se obtiene a partir del análisis del isótopo de oxígeno recuperado del casquete polar de Groenlandia. *(Tomado de U. S. Geological Survey.)*

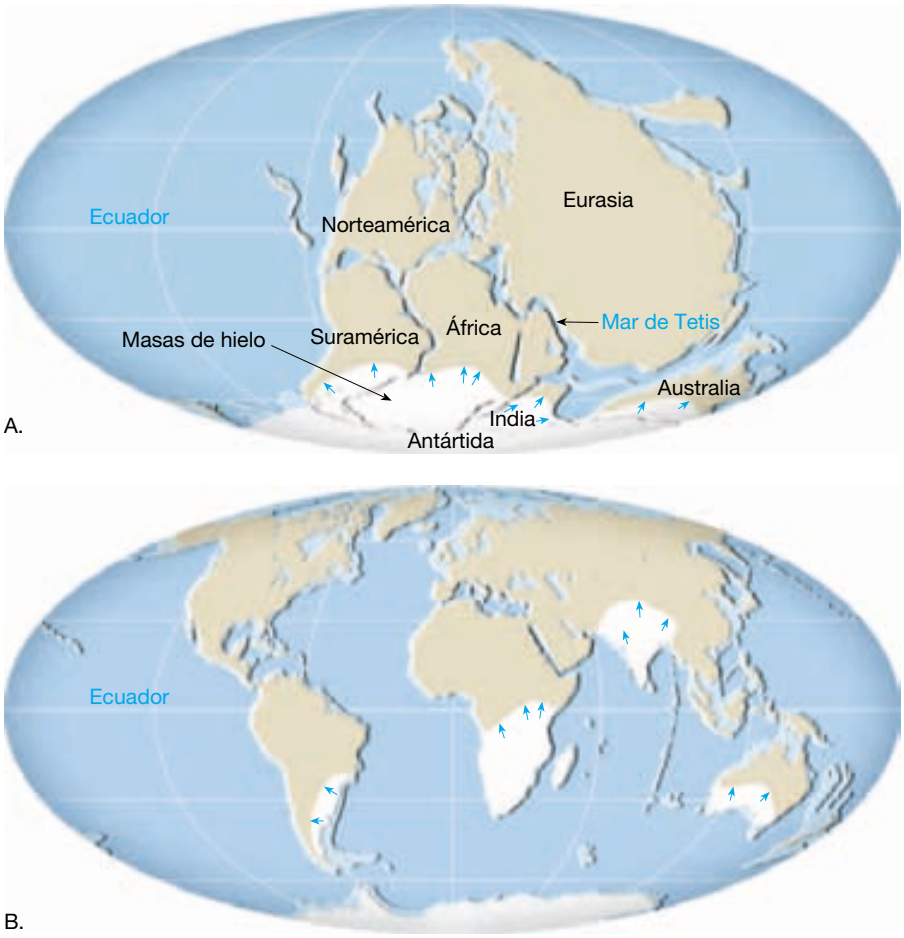


Figura 18.21 **A.** Supercontinente Pangea que muestra el área cubierta por el hielo glaciar hace 300 millones de años. **B.** Los continentes como se encuentran en la actualidad. Las áreas blancas indican dónde existen pruebas de los antiguos glaciares de casquete.

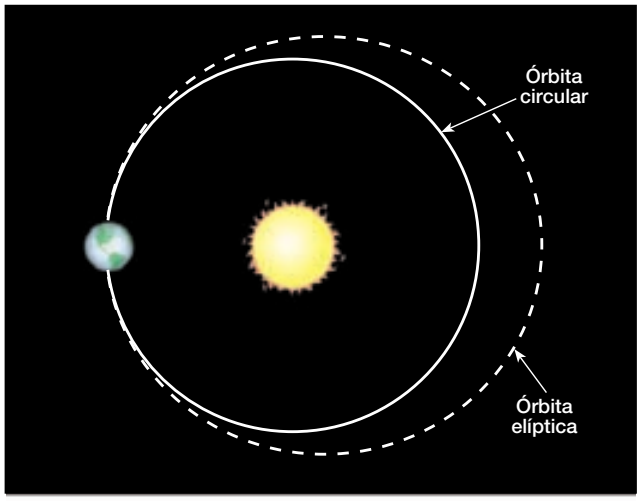
Variaciones en la órbita de la Tierra

Dado que los cambios climáticos producidos por el movimiento de las placas son extremadamente graduales, la teoría de la tectónica de placas no puede utilizarse para explicar la alternancia entre los climas glacial e interglacial que se produjo durante el Pleistoceno. Por consiguiente, debemos considerar algún otro mecanismo desencadenante que pueda causar cambios climáticos a una escala de millares, antes que de millones, de años. Muchos científicos creen en la actualidad que las oscilaciones climáticas que caracterizaron al Pleistoceno pueden estar vinculadas a variaciones de la órbita terrestre. Esta hipótesis fue desarrollada por primera vez y defendida con intensidad por el científico serbio Milutin Milankovitch y se basa en la premisa de que las variaciones de la radiación solar entrante son un factor principal en el control del clima terrestre.

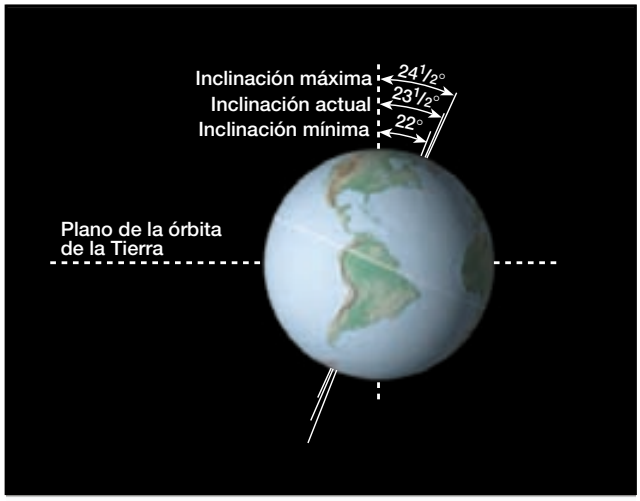
Milankovitch formuló un modelo matemático exhaustivo basándose en los siguientes elementos (Figura 18.22):

1. Variaciones en la forma (*excentricidad*) de la órbita de la Tierra alrededor del Sol;
2. Cambios en la *oblicuidad*, es decir, cambios en el ángulo que forma el eje con el plano de la órbita terrestre, y
3. El bamboleo (fluctuación) del eje de la Tierra, denominado *precesión*.

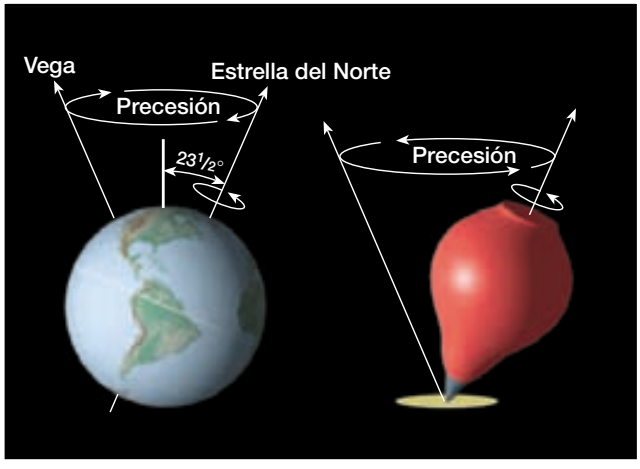
Utilizando estos factores, Milankovitch calculó variaciones en la recepción de energía solar y la correspondiente temperatura superficial de la Tierra en épocas pretéritas en un intento de correlacionar esos cambios con las fluctuaciones climáticas del Pleistoceno. Al explicar los cambios climáticos que resultan de estas tres variables, obsérvese que causan poca o ninguna variación en el total de la energía solar que alcanza el suelo. En cambio, su efecto se deja sentir porque cambia el grado de contraste entre las estaciones. Inviernos algo más suaves en las latitudes medias a altas significan mayores nevadas totales, mientras que veranos más fríos producirían una reducción de la fusión de la nieve.



A.



B.



C.

◀ **Figura 18.22** Variaciones orbitales. **A.** La forma de la órbita de la Tierra cambia durante un ciclo que dura unos 100.000 años. Cambia gradualmente de una órbita casi circular a una más elíptica y luego al revés otra vez. Este diagrama exagera mucho la magnitud del cambio. **B.** En la actualidad el eje de rotación está inclinado unos 23,5° con respecto al plano de la órbita terrestre. Durante un ciclo de 41.000 años, este ángulo oscila entre 21,5° y 24,5°. **C.** Precesión. El eje de la Tierra se tambalea como el de una peonza. Por consiguiente, el eje apunta a diferentes puntos del cielo durante un ciclo de unos 26.000 años.

Entre los estudios que han añadido credibilidad a la teoría astronómica de Milankovitch se cuenta uno en el que se analizaron sedimentos marinos profundos que contenían ciertos microorganismos climáticamente sensibles para establecer una cronología de los cambios de temperatura mirando hacia atrás casi medio millón de años*. Esta escala temporal de cambio climático se comparó entonces con los cálculos astronómicos de excentricidad, oblicuidad y precesión para determinar si existía de hecho una correlación. Aunque el estudio era muy complicado y matemáticamente complejo, las conclusiones fueron contundentes. Los investigadores observaron que las variaciones principales del clima durante los últimos centenares de miles de años estaban asociadas de manera muy directa con los cambios de la geometría de la órbita terrestre, es decir, se demostró que los ciclos de cambio climático se corresponden estrechamente con los períodos de oblicuidad, precesión y excentricidad orbital. De manera más específica, los autores afirmaron: «Se concluye que los cambios en la geometría de la órbita terrestre son la causa fundamental de la sucesión de los períodos glaciares durante el Cuaternario»**.

Resumamos brevemente las ideas que se acaban de describir. La teoría de la tectónica de placas nos proporciona una explicación para lapsos ampliamente espaciados y no periódicos de las condiciones glaciares en diversos momentos del pasado geológico, mientras que la teoría propuesta por Milankovitch y apoyada por el trabajo de J. D. Hays y sus colaboradores proporciona una explicación para la alternancia de episodios glaciales e interglaciales del Pleistoceno.

En conclusión, destacamos que las ideas que se acaban de discutir no representan las únicas explicaciones posibles de los períodos glaciales. Aunque interesantes y atractivas, estas proposiciones no están desde luego exentas de críticas; ni son tampoco las únicas posibilidades actualmente en estudio. Quizá intervengan, y probablemente sea así, otros factores.

* J. D. Hays, John Imbrie y N. J. Shackelton, «Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages», *Science* 194 (1976): 1121-1132.
** J. D. Hays y cols., pág. 1131. El término *Cuaternario* se refiere al período de tiempo geológico que abarca los últimos 1,8 millones de años.

Resumen

- Un *glaciar* es una gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre como consecuencia de la compactación y recristalización de la nieve, y muestra signos de flujo pasado o presente. En la actualidad, se encuentran *glaciares de valle* o *alpinos* en áreas montañosas donde suelen fluir por valles que fueron originalmente ocupados por corrientes de agua. Existen *glaciares de casquete* a una escala mucho mayor, que cubren la mayor parte de Groenlandia y la Antártida.
- Cerca de la superficie de un glaciar, en la *zona de fractura*, el hielo es quebradizo. Sin embargo, unos 50 metros por debajo, la presión es grande, haciendo que el hielo *fluya* como un *material plástico*. Un segundo mecanismo importante de movimiento glaciar consiste en el *deslizamiento* de toda la masa de hielo a lo largo del terreno.
- La velocidad media de movimiento glaciar suele ser bastante lenta, pero varía considerablemente de un glaciar a otro. El avance de algunos glaciares se caracteriza por períodos de movimientos extremadamente rápidos denominados *oleadas glaciares*.
- Los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite en verano. La acumulación de nieve y la formación de hielo se producen en la *zona de acumulación*. Sus límites externos se definen por el *límite de las nieves perpetuas*. Más allá del límite de nieves perpetuas se encuentra la *zona de ablación*, donde hay una pérdida neta para el glaciar. El *balance glaciar* es el equilibrio, o falta de equilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida, denominada *ablación* en el extremo inferior.
- Los glaciares erosionan la tierra mediante *arranque* (levantamiento de fragmentos del lecho de roca de su lugar) y *abrasión* (molienda y raspado de la superficie rocosa). Entre los rasgos erosivos producidos por los glaciares de valle se cuentan los *valles glaciares*, los *valles colgados*, los *lagos en rosario*, los *fiordos*, los *circos*, las *aristas*, los *horns* y las *rocas aborregadas*.
- Cualquier sedimento de origen glaciar se denomina *derrubio glaciar*. Los dos tipos claros de derrubios glaciares son: (1) los *tills*, que es sedimento no clasificado depositado directamente por el hielo, y (2) los *derrubios glaciares estratificados*, que es sedimento relativamente bien clasificado depositado por el agua de fusión glaciar.
- Las formas más generalizadas creadas por el depósito glaciar son capas o crestas de till, denominadas *morrenas*. Asociadas con los glaciares de valle se encuentran las *morrenas laterales*, que se forman a lo largo de los laterales del valle, y las *morrenas centrales*, formadas entre dos glaciares de valle que se juntan. Las *morrenas terminales*, que marcan la posición original del frente de un glaciar, y las *morrenas de fondo*, capas ondulantes de till depositados a medida que el frente de hielo retrocede, son comunes tanto para los glaciares de valle como para los de casquete. Una *llanura aluvial* está asociada con la morrena terminal de un glaciar de casquete. Un «valley train» se forma cuando el glaciar está confinado a un valle. Otras estructuras deposicionales son los *drumlins* (colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas por till), los *eskers* (crestas sinuosas compuestas sobre todo de arena y grava depositadas por corrientes que fluyen en túneles debajo del hielo, cerca del final de un glaciar) y los *kames* (colinas de laderas empinadas que están compuestas por arena y grava).
- El período glacial, que empezó hace unos dos millones de años, fue un período muy complejo caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciar. La mayoría de los episodios glaciales se produjo durante una división del tiempo geológico denominado *Pleistoceno*. Quizá la prueba más consistente de la existencia de varios avances glaciales durante el período glacial es la existencia generalizada de *múltiples capas de derrubios glaciares* y un registro ininterrumpido de ciclos climáticos conservado en los *sedimentos del fondo oceánico*.
- Además del trabajo erosivo y deposicional, otros efectos de los glaciares del período glacial son la *migración forzada de organismos*, *cambio en los cursos de las corrientes*, *ajuste de la corteza* por rebote después de la eliminación de la inmensa carga de hielo y los *cambios climáticos* causados por la existencia de los propios glaciares. En el mar, el efecto de mayor alcance del período glacial cuaternario fue el *cambio mundial* en el *nivel del mar* que acompañó a cada avance y retroceso de los glaciares de casquete.
- Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciales debe responder a dos preguntas básicas: (1) ¿qué causa el comienzo de las condiciones glaciales? y (2) ¿qué causó la alternancia de etapas glaciales e interglaciales que han sido documentadas para el Pleistoceno? Dos de las principales hipótesis que explican la causa de los períodos glaciales implican: (1) la tectónica de placas, y (2) variaciones en la órbita terrestre.

Preguntas de repaso

1. ¿Dónde se encuentran los glaciares en la actualidad? ¿Qué porcentaje de la superficie terrestre cubren los glaciares? ¿Cómo se compara esta superficie con el área cubierta por los glaciares durante el Pleistoceno?
2. Describa cómo encajan los glaciares en el ciclo hidrológico. ¿Qué papel desempeñan en el ciclo de las rocas?
3. Cada una de las afirmaciones siguientes se refiere a un tipo de glaciar concreto. Indique el tipo de glaciar.
   - **a)** El término *continental* se suele utilizar para describir este tipo de glaciar.
   - **b)** Este tipo de glaciar se denomina también *glaciar alpino*.
   - **c)** Se trata de una corriente de hielo que va desde el margen de un glaciar de casquete a través de las montañas hasta el mar.
   - **d)** Éste es un glaciar formado cuando uno o más glaciares de valle se expanden en la base de un frente de montaña empinado.
   - **e)** Groenlandia es el único ejemplo en el hemisferio septentrional.
4. Describa los dos componentes del flujo glaciar. ¿A qué velocidad se desplazan los glaciares? En un glaciar de valle, se mueve todo el hielo a la misma velocidad. Explíquelo.
5. ¿Por qué se forman grietas en la porción superior de un glaciar, pero no a 50 metros?
6. ¿Bajo qué circunstancias avanzará el frente de un glaciar? ¿Retrocederá? ¿Permanecerá estacionario?
7. Describa los procesos de erosión glaciar.
8. ¿Cómo difiere en aspecto un valle de glaciar de montaña y uno que no estuvo cubierto por un glaciar?
9. Enumere y describa los rasgos erosivos que cabría esperar ver en una zona donde existen o han existido recientemente glaciares de valle.
10. ¿Qué es un derrubio glaciar? ¿Cuál es la diferencia entre un till y un derrubio glaciar estratificado? ¿Qué efectos generales tienen los depósitos glaciares sobre el paisaje?
11. Enumere los 4 tipos básicos de morrenas. ¿Qué tienen en común todas ellas? ¿Cuál es la importancia de las morrenas terminales y de retroceso?
12. ¿Por qué las morrenas centrales prueban que los glaciares de valle deben moverse?
13. ¿Cómo se forman las depresiones glaciares (kettles)?
14. ¿Qué dirección llevaba el movimiento del glaciar de casquete que afectó al área mostrada en la Figura 18.16? Explique cómo ha podido determinarlo.
15. ¿Qué son los depósitos en contacto con el hielo? Distinga entre kames y eskers.
16. El desarrollo de la teoría glaciar es un buen ejemplo de aplicación del principio del uniformismo. Explíquelo brevemente.
17. Durante el Pleistoceno la cantidad de hielo glaciar en el hemisferio norte era alrededor del doble de la existente en el hemisferio sur. Explique brevemente por qué.
18. Enumere tres efectos indirectos de los glaciares del período glacial cuaternario.
19. ¿Cómo podría contribuir la tectónica de placas a explicar la causa de las épocas glaciales? ¿Puede explicar la tectónica de placas la alternancia entre climas glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno?

Términos fundamentales

ablación
abrasión
arista
arranque
balance glaciar
bloque errático glaciar
circo
depósito en contacto con el hielo
derrubio estratificado
derrubio glaciar
deslizamiento basal
desmembramiento
drumlin
esker
espolón truncado
estría glaciar
fiordo
flujo plástico
glaciar
glaciar alpino
glaciar de desbordamiento
glaciar de meseta
glaciar de piedemonte

glaciar de valle
grieta
harina de roca
horn
kame
kettle
lago en rosario
lago pluvial
límite de las nieves perpetuas
llanura aluvial
morrena central
morrena de fondo
morrena de retroceso
morrena lateral
morrena terminal
neviza
oleada
pequeño lago de montaña (tarn)
plataforma glaciar
Pleistoceno
puerto de montaña (paso)
roca aborregada
terraza de kame
till
tillita
valley train
valle colgado
valle glaciar
zona de ablación
zona de acumulación
zona de fractura

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición.* Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 19

Desiertos y vientos

Distribución y causas de las regiones secas
- Desiertos de latitudes bajas
- Desiertos de latitudes medias

Procesos geológicos en climas áridos
- Meteorización
- Papel del agua

«Basin and Range»: la evolución de un paisaje desértico

Transporte de sedimentos por el viento
- Carga de fondo
- Carga en suspensión

Erosión eólica
- Deflación, depresiones de deflación y pavimento desértico
- Ventifactos y yardangs

Depósitos eólicos
- Depósitos de arena
- Tipos de dunas de arena
- Depósitos de loess (limo)

El clima tiene una gran influencia en la naturaleza y la intensidad de los procesos externos de la Tierra, lo que se demostró de manera clara en el capítulo anterior sobre los glaciares. Otro ejemplo excelente de la estrecha relación entre el clima y la geología se ve al examinar el desarrollo de los paisajes áridos. La palabra desierto significa literalmente desocupado. Para muchas regiones secas, ésta es una descripción muy apropiada, aunque, en las regiones de los desiertos en las que se dispone de agua, las plantas y los animales medran. No obstante, las regiones secas del mundo son probablemente las áreas menos familiares de la Tierra, con excepción del ámbito polar.

Los paisajes desérticos aparecen frecuentemente desolados. Sus perfiles no están suavizados por una alfombra de suelo y abundante vida vegetal. En cambio, son frecuentes los afloramientos rocosos desnudos con pendientes empinadas y angulosas. En algunos lugares, las rocas tienen un tinte naranja y rojo. En otros son grises y marrones, con bandas negras. Para muchos visitantes, el paisaje desértico exhibe una belleza impresionante; para otros, el terreno parece sombrío. Con independencia del sentimiento que provoquen, está claro que los desiertos son muy diferentes de los lugares más húmedos donde vive la mayoría de la gente.

Como veremos, las regiones áridas no están dominadas por un solo proceso geológico. Antes bien, se ponen de manifiesto los efectos de las fuerzas tectónicas, las corrientes de agua y el viento. Dado que estos procesos se combinan de formas diferentes de un lugar a otro, el aspecto de los paisajes desérticos varía también mucho.

Distribución y causas de las regiones secas

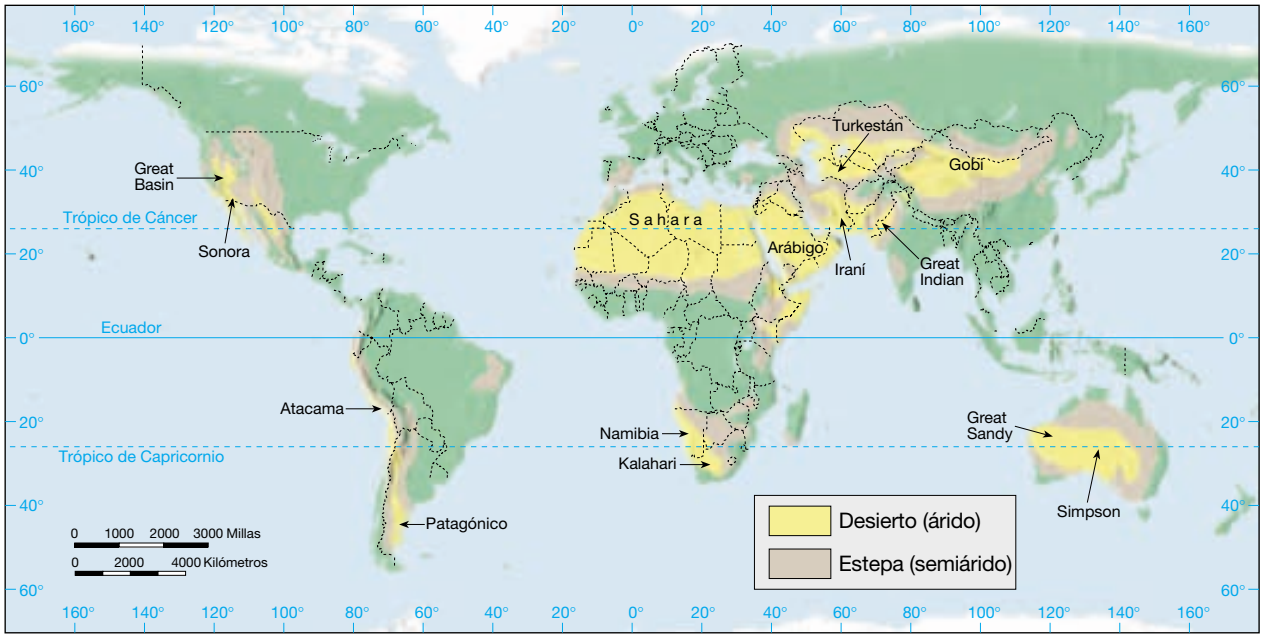


Desiertos y vientos
▼ Distribución y causas de las regiones secas

Las regiones secas del mundo abarcan alrededor de 42 millones de kilómetros cuadrados, un sorprendente 30 por ciento de la superficie terrestre. Ningún otro grupo climático ocupa un área de tierra tan grande. Dentro de estas regiones con déficit de agua, se reconocen normalmente dos tipos climáticos: el **desierto,** o árido, y la **estepa,** o semiárido. Los dos comparten muchas características. Sus diferencias son fundamentalmente una cuestión de grado (*véase* Recuadro 19.1). La estepa es una variante marginal y más húmeda del desierto y es una zona de transición que rodea el desierto y lo separa de los climas húmedos que lo bordean. El mapa mundial que muestra la distribución de las regiones desérticas y de estepa revela que las tierras secas están concentradas en los subtrópicos y en las latitudes medias (Figura 19.1).

Desiertos de latitudes bajas

El corazón de los climas secos de latitudes bajas se encuentra en las proximidades de los trópicos de Cáncer y de Capricornio. En la Figura 19.1 se muestra un ambiente



▲ **Figura 19.1** Los climas áridos y semiáridos abarcan alrededor del 30 por ciento de la superficie terrestre. Ningún otro grupo climático se extiende en un área tan grande.



Recuadro 19.1 ▶ Entender la Tierra

¿Qué se entiende por «seco»?

Alburquerque, Nuevo México, al suroeste de Estados Unidos, recibe una media de 20,7 centímetros de precipitación anual. Como cabe esperar, dado que la precipitación total de Alburquerque es modesta, el lugar se clasifica como desierto cuando se aplica la clasificación climática de Köppen, habitualmente utilizada. La ciudad rusa de Verkhoyansk es un lugar remoto situado cerca del círculo Ártico, en Siberia. La media del total de precipitación anual en este punto es de 15,5 centímetros, unos 5 centímetros menos que la de Alburquerque. Aunque Verkhoyansk recibe menos precipitación que Alburquerque, su clasificación es de clima húmedo. ¿Cómo puede ser?

Todos reconocemos que los desiertos son lugares secos, pero ¿qué se entiende exactamente por el término *seco*? Es decir, ¿qué cantidad de lluvia define el límite entre las regiones secas y las húmedas? A veces se define de manera arbitraria utilizando una sola cifra de precipitación, por ejemplo, 25 centímetros anuales de precipitación. Sin embargo, el concepto de sequedad es un concepto relativo que se refiere a cualquier situación en la que hay carencia de agua. Por tanto, los climatólogos definen el *clima seco* como un clima en el que la precipitación anual no es tan grande como la posible pérdida de agua a través de la evaporación. Por consiguiente, la sequedad no sólo está relacionada con los totales anuales de precipitación sino que también es una función de la evaporación, que a su vez depende en gran parte de la temperatura.

A medida que las temperaturas aumentan, también crece la posible evaporación. De 15 a 25 centímetros de precipitación pueden bastar para sustentar bosques de coníferas en el norte de Escandinavia o Siberia, donde la evaporación hacia el aire frío y húmedo es escasa y un excedente de agua permanece en el suelo. Sin embargo, la misma cantidad de precipitación sobre Nuevo México o Irán sustenta sólo una escasa cubierta vegetal, ya que la evaporación hacia el aire caliente y seco es grande. Por tanto, está claro que ninguna cantidad determinada de precipitación puede servir de límite universal para los climas secos.

Para establecer el límite entre climas secos y húmedos, el sistema de clasificación de Köppen, muy utilizado, emplea fórmulas en las que intervienen tres variables: precipitación anual media, temperatura anual media y distribución estacional de la precipitación. El uso de la temperatura anual media refleja su importancia como un índice de la evaporación. La cantidad de precipitación que define el límite húmedo-seco será mayor cuando las temperaturas anuales medias sean elevadas, y menor cuando las temperaturas sean bajas. El uso de la distribución estacional de la precipitación también está relacionado con esta idea. Si la precipitación se concentra en los meses más cálidos, la pérdida de la evaporación es mayor que si la precipitación se concentra en los meses más fríos.

En la Tabla 19.A se resumen las cantidades de precipitación que dividen los climas secos y húmedos. Obsérvese que un lugar con una media anual de 20 °C y una precipitación máxima de 68 centímetros en verano se clasifica como seco. Si la precipitación se produce principalmente en invierno, sin embargo, el lugar sólo debe recibir 40 centímetros o más para ser considerada húmeda. Si la precipitación se distribuye de una manera más regular, la cifra que define el límite húmedo-seco se encuentra entre las dos anteriores.

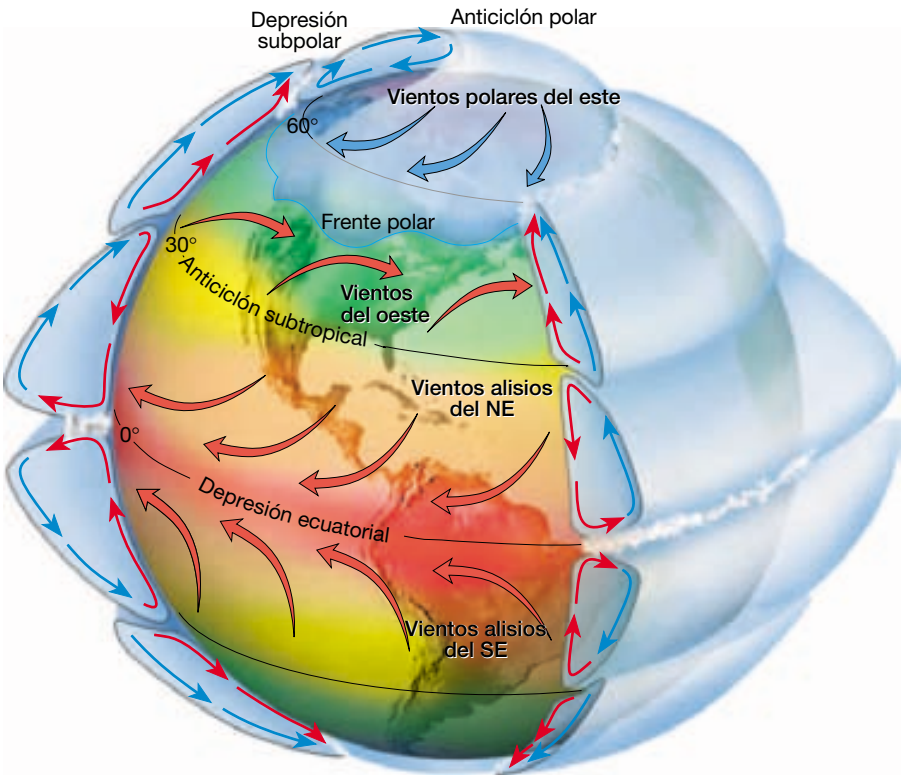
Tabla 19.A Precipitación media anual que define el límite entre climas secos y húmedos

Precipitación media temperatura anual (°C)	Precipitación en invierno máximo (centímetros)	Distribución regular (centímetros)	Verano máximo (centímetros)
5	10	24	38
10	20	34	48
15	30	44	58
20	40	54	68
25	50	64	78
30	60	74	88

desértico prácticamente continuo que se extiende a lo largo de más de 9.300 kilómetros, desde la costa atlántica del norte de África a las regiones secas del noroeste de la India. Además de esta gran extensión, el hemisferio septentrional contiene otra área mucho más pequeña de desierto tropical y de estepa en el norte de México y en el suroeste de Estados Unidos.

En el hemisferio meridional, los climas secos dominan Australia. Casi el 40 por ciento del continente es un desierto, y mucho del resto, una estepa. Además, hay zonas áridas y semiáridas en el sur de África y tienen una limitada aparición en las costas chilena y peruana.

¿Qué produce estas bandas de desierto de latitud baja? La respuesta es la distribución global de la presión del aire y de los vientos. El diagrama idealizado de la circulación general atmosférica de la Tierra de la Figura 19.2 ayuda a visualizar la relación. El aire calentado en el cinturón de presión conocido como *depresión ecuatorial* se eleva a grandes altitudes (normalmente entre 15 y 20 kilómetros) y luego se expande. A medida que el flujo de las



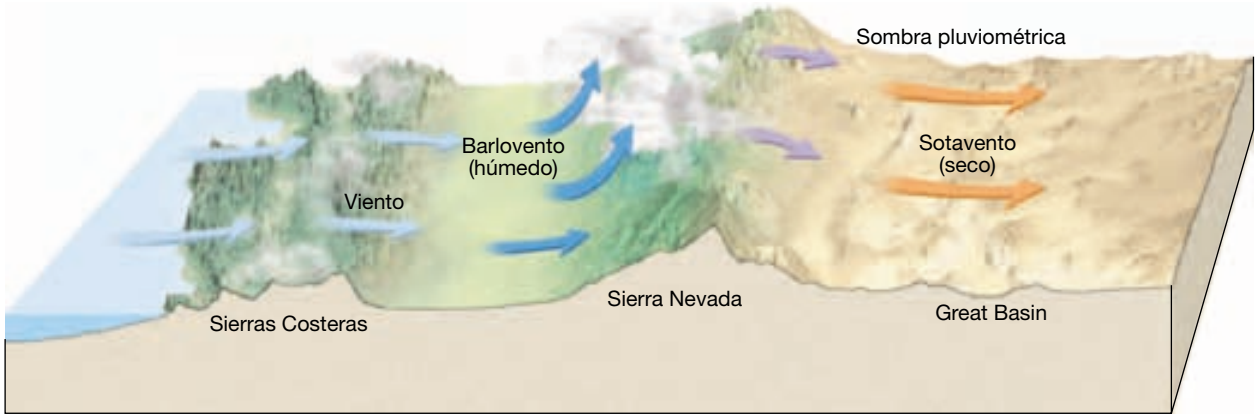
◀ **Figura 19.2** Diagrama idealizado de la circulación general atmosférica de la Tierra. Los desiertos y las estepas que están concentrados entre los 20° y los 30° de latitud norte y sur coinciden con los cinturones anticiclónicos subtropicales. Aquí, el descenso del aire seco inhibe la formación de nubes y la precipitación. Por el contrario, el cinturón de presiones conocido como depresión ecuatorial está asociado con áreas que se cuentan entre las más lluviosas de la Tierra.

capas superiores alcanza los 20°-30° de latitud, norte o sur, desciende hacia la superficie. El aire que se eleva por la atmósfera se expande y se enfría, un proceso que induce el desarrollo de nubes y precipitaciones. Por esta razón, las áreas que están bajo la influencia de la depresión ecuatorial se cuentan entre las más lluviosas de la Tierra. Ocurre exactamente lo contrario en las regiones próximas a los 30° de latitud norte y sur, donde predominan las altas presiones. Aquí, en las zonas conocidas como *anticiclones (altas presiones) subtropicales*, el aire se hunde. Cuando el aire se hunde, se comprime y se calienta. Estas condiciones son exactamente las opuestas a lo que se necesita para producir nubes y precipitación. Por consiguiente, esas regiones se conocen por sus cielos claros, su luz solar y la sequía progresiva.

Desiertos de latitudes medias

A diferencia de sus equivalentes de latitudes bajas, los desiertos y las estepas de latitudes medias no están controlados por masas de aire en descenso asociadas con presiones elevadas. En cambio, estas regiones secas existen principalmente porque están resguardadas en el interior de grandes masas continentales. Se encuentran muy separadas del océano, que es la fuente última de humedad para la formación de nubes y la precipitación. Un ejemplo bien conocido es el desierto de Gobi en Asia central, mostrado en el mapa al norte de la India.

La presencia de montañas elevadas que se cruzan en el camino de los vientos predominantes separa aún más esas zonas de las masas de aire marítimas cargadas de agua; además, las montañas obligan al aire a perder mucha de su agua. El mecanismo es sencillo: a medida que los vientos predominantes se encuentran con las barreras montañosas, el aire se ve forzado a ascender. Cuando el aire se eleva, se expande y se enfría, un proceso que puede producir nubes y precipitación. Las laderas de las montañas expuestas al viento (barlovento), tienen a menudo abundante precipitación. Por el contrario, las laderas de las montañas que están a sotavento suelen ser mucho más secas (Figura 19.3). Esta situación existe porque el aire que alcanza la ladera de sotavento ha perdido mucha de su humedad y, si el aire desciende, se comprime y se calienta, con lo cual la formación de nubes es incluso menos probable. A menudo se denomina **desierto de sombra pluviométrica** a la región seca que se produce. Dado que muchos desiertos de latitud media se encuentran en las laderas de sotavento de las montañas, también pueden clasificarse como desiertos de sombra pluviométrica. En Norteamérica, las barreras montañosas principales que se oponen a la llegada de humedad desde el Pacífico son las Sierras Costeras, Sierra Nevada y las Cascadas (Figura 19.3). En



▲ **Figura 19.3** Muchos desiertos de las latitudes medias son desiertos de sombra pluviométrica. Cuando el aire en movimiento se encuentra con una barrera montañosa, se ve forzado a ascender. Como consecuencia a menudo se producen nubes y precipitación en la ladera de barlovento. El aire que desciende por la ladera de sotavento es mucho más seco. Las montañas separan eficazmente el lado de barlovento de las fuentes de humedad, produciendo un desierto de sombra pluviométrica. El desierto Great Basin es un desierto de sombra pluviométrica que cubre casi toda Nevada y porciones de los estados adyacentes.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Creía que, en general, los desiertos son lugares carentes de vida. ¿Es cierto?

Aunque es un concepto erróneo habitual, los desiertos tienen vida dispersa (y, en algunos casos, abundante). Las plantas y los animales que habitan en los desiertos tienen adaptaciones especiales para sobrevivir en estos ambientes áridos, entre las que destacan una tolerancia muy desarrollada a la sequía. Por ejemplo, muchas plantas del desierto tienen hojas céreas o una cutícula (capa protectora externa) engrosada para reducir la pérdida de agua. Otras tienen hojas muy pequeñas o no tienen ninguna hoja.

Además, las raíces de algunas especies suelen extenderse a grandes profundidades con el fin de extraer el agua de esos puntos, mientras que otras producen un sistema somero pero extenso de raíces que les permite absorber con rapidez grandes cantidades de agua procedente de las precipitaciones poco frecuentes en el desierto. Los tallos de estas plantas suelen estar engrosados por un tejido esponjoso que puede almacenar el agua suficiente para sustentar la planta hasta la próxima precipitación. Por consiguiente, aunque están muy dispersas y proporcionan muy poca cubierta vegetal, en el desierto crecen plantas de muchos tipos.

Los animales también se adaptan estupendamente a la vida en el desierto. Muchos son nocturnos y sólo salen durante el frío de la noche. Algunos, como la rata canguro, no necesitan beber agua. Por el contrario, obtienen el agua que necesitan de los alimentos. Otros pueden hibernar durante muchos meses y sólo son activos una vez que ha caído suficiente precipitación. En los desiertos habita una amplia variedad de organismos.

Asia, la gran cadena del Himalaya impide que llegue al interior el flujo de humedad del océano Índico de los monzones de verano (*véase* Recuadro 19.2).

Dado que el hemisferio meridional carece de extensas zonas de terreno en las latitudes medias, en esta latitud hay sólo una pequeña zona de desierto y estepa, que se encuentra fundamentalmente cerca del extremo meridional de América del Sur en la sombra pluviométrica de los imponentes Andes.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿En todos los desiertos hace calor?

No, pero muchos desiertos experimentan temperaturas muy elevadas. Por ejemplo, la temperatura fielmente registrada más elevada de Estados Unidos (y de todo el hemisferio norte) es 57 °C, tomada en el valle de la Muerte, California, el 10 de julio de 1913. La temperatura más elevada del mundo, de casi 59 °C, se registró en Azizia, Libia, en el desierto del Sahara, al norte de África, el 13 de septiembre de 1922.

A pesar de estas cifras notablemente elevadas, en las regiones desérticas también se experimentan temperaturas frías. Por ejemplo, la temperatura mínima diurna media de enero en Phoenix, Arizona, es 1,7 °C, sólo ligeramente por encima de la temperatura de congelación. En Ulan Bator, en el desierto de Gobi, Mongolia, la temperatura *alta* media en enero es sólo ¡-19 °C! Los climas secos se encuentran desde los trópicos hasta las latitudes medias altas en dirección a los polos. Aunque los desiertos tropicales carecen de estación fría, los desiertos en las latitudes medias experimentan cambios estacionales de temperatura, lo cual hace que en algunos haga bastante frío.



Recuadro 19.2 ▸ El hombre y el medio ambiente

La desaparición del mar de Aral

El mar de Aral se encuentra en la frontera entre Uzbekistán y Kazajstán, en Asia central (Figura 19.A). El lugar es el desierto de Turkestán, un desierto de latitud media en la sombra pluviométrica de las elevadas montañas de Afganistán. En esta región de drenaje interior, dos grandes ríos, el Amu Darya y el Syr Darya, transportan agua desde las montañas del norte de Afganistán a través del desierto hasta el mar de Aral. El agua sale del mar por evaporación. Por tanto, el tamaño del cuerpo hídrico depende del equilibrio entre la aportación del río y la evaporación.

En 1960 el mar de Aral era uno de los cuerpos hídricos interiores más grandes del mundo, con un área de unos 67.000 kilómetros cuadrados. Sólo el mar Caspio, el lago Superior y el lago Victoria eran más grandes. Alrededor del año 2000 el área del mar de Aral era inferior al 50 por ciento de su tamaño en 1960, y su volumen se había reducido en un 80 por ciento. El encogimiento de este cuerpo hídrico se representa en la Figura 19.B. Aproximadamente en 2010 todo lo que habrá serán tres restos someros.

¿Qué ha provocado que el mar de Aral se seque durante los últimos 40 años? La respuesta es que el suministro de agua procedente de las montañas se redujo de manera significativa y luego fue eliminado. En 1965, el mar de Aral recibía unos 50 kilómetros cúbicos de agua dulce cada año. A principios de 1980, esta cifra cayó casi hasta cero. El motivo fue que las aguas del Amu Darya y el Syr Darya se desviaron para aportar agua a una gran extensión de cultivos irrigados en esta zona seca.

La irrigación intensiva provocó un gran aumento de la productividad agrícola, pero no sin costes significativos. Los deltas de los dos ríos principales han perdido sus tierras húmedas y la fauna ha desaparecido. La industria pesquera, que había sido próspera, está muerta, y las 24 especies de peces que habían poblado el mar de Aral ya no están allí. En la actualidad la orilla se encuentra a decenas de kilómetros de las localidades que antes eran centros pesqueros.

El mar en retroceso ha expuesto al sol y al viento millones de acres que antes conformaban el fondo submarino. La sal y las sustancias agroquímicas transportadas por los ríos se incrustan en la superficie. Los fuertes vientos recogen y depositan de manera rutinaria millares de toneladas de material recién expuesto cada año. Este proceso no sólo ha contribuido a una reducción significativa de la calidad del aire para las personas que viven en la región, sino que también ha afectado de manera apreciable los campos de cultivo debido al depósito de sedimentos ricos en sal sobre tierra cultivable.

El mar de Aral en retroceso ha tenido un impacto notable en el clima de la región. Sin el efecto moderador de un gran cuerpo hídrico, los extremos de temperatura son mayores, la época de cultivo es más corta y la precipitación local se reduce. Estos cambios han hecho que muchas explotaciones agrarias hayan sustituido el cultivo del algodón por el del arroz, que demanda todavía más agua desviada.

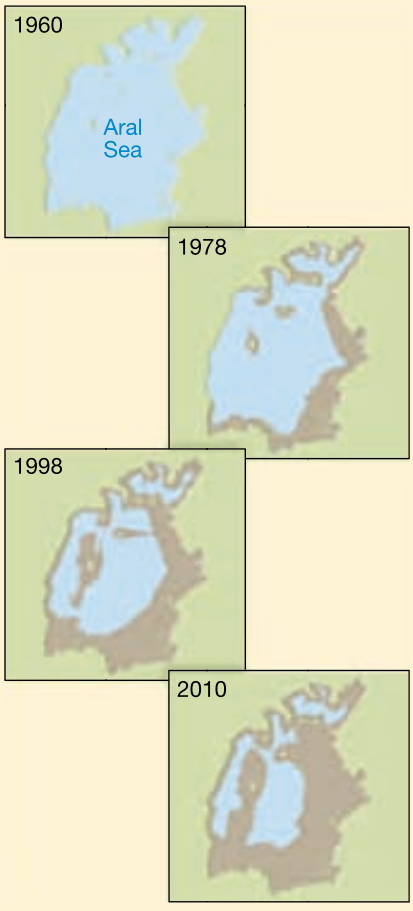
Los expertos ambientales están de acuerdo en que la situación actual no puede sostenerse. ¿Podría esta situación cambiar por completo si suficiente agua dulce fluyera de nuevo en el mar de Aral?

Las perspectivas parecen desalentadoras. Los expertos estiman que restaurar el mar de Aral a aproximadamente el doble de su tamaño actual requeriría parar toda la irrigación de los dos ríos principales durante 50 años, lo que no podría realizarse sin arruinar las economías de los países que utilizan esa agua*.

La reducción del mar de Aral es un gran desastre ambiental tristemente provocado por la actividad humana.



▲ **Figura 19.A** El mar de Aral se sitúa al este del mar Caspio, en el desierto de Turkestán. Dos ríos, el Amu Darya y el Syr Darya, transportan agua desde las montañas hacia el sur.



▲ **Figura 19.B** El mar de Aral en retroceso. Aproximadamente en 2010 todo lo que habrá serán tres remanentes someros.

* En «Coming to Grips with the Aral Sea's Grim Legacy», en *Science*, vol. 284, 2 de abril de 1999, págs. 30-31 se amplía este tema.

Los desiertos de latitud media proporcionan un ejemplo de cómo los procesos tectónicos afectan al clima. Los desiertos de sombra pluviométrica existen en virtud de las montañas producidas tras la colisión de las placas. Sin esos episodios de formación de montañas, predominarían climas más húmedos en las zonas donde existen hoy muchas regiones secas.

Procesos geológicos en climas áridos



Desiertos y vientos
▼ **Conceptos erróneos habituales sobre los desiertos**

Las colinas angulosas, las escarpadas paredes de los cañones y la superficie de grava y arena del desierto contrastan notablemente con las colinas redondeadas y las pendientes curvilíneas de los lugares más húmedos. De hecho, para un visitante de una región húmeda, puede parecer que un paisaje desértico ha sido formado por fuerzas diferentes de las que actúan en las áreas bien abastecidas de agua. Sin embargo, aunque el contraste puede ser notable, no reflejan procesos diferentes; tan sólo revelan los diferentes efectos que pueden tener los mismos procesos cuando actúan bajo condiciones climáticas opuestas.

Meteorización

En las regiones húmedas, suelos de textura relativamente fina sustentan una cubierta casi continua de vegetación que cubre la superficie. Aquí, las pendientes y los bordes rocosos están redondeados, lo que refleja la fuerte influencia de la meteorización química en un clima húmedo. Por el contrario, muchos de los derrubios meteorizados en los desiertos consisten en roca y fragmentos minerales inalterados: es el resultado de los procesos de meteorización mecánica. En las tierras secas, la meteorización de la roca de cualquier tipo se ve muy reducida debido a la falta de humedad y a la escasez de ácidos orgánicos procedentes de las plantas en descomposición. Sin embargo, en los desiertos no falta por completo la meteorización química. A lo largo de grandes espacios de tiempo, se forman suelos poco potentes y arcillas, y se oxidan muchos silicatos que contienen hierro, produciendo el color ocre que tiñe los paisajes desérticos.

Papel del agua

Las corrientes de agua permanentes son normales en las regiones húmedas, pero prácticamente todos los cauces de corrientes de agua en los desiertos están secos la mayor parte del tiempo (Figura 19.4A). Los desiertos tienen **corrientes de agua efímeras** (*ephemero* = de vida corta), lo



A.



B.

▲ **Figura 19.4** **A.** La mayor parte del tiempo, los cauces de las corrientes de agua en los desiertos están secos. **B.** Corriente efímera poco después de una densa lluvia. Aunque estas inundaciones son breves, producen grandes cantidades de erosión. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

que significa que transportan agua sólo en respuesta a episodios específicos de precipitación. Una corriente efímera típica podría fluir sólo unos pocos días o quizá tan sólo unas horas al año. Algunos años, el cauce puede no transportar agua en absoluto.

Este hecho resulta obvio incluso para el viajante casual que observa numerosos puentes por debajo de los cuales no atraviesa corriente de agua alguna o numerosas depresiones en la carretera atravesadas por cauces secos. Sin embargo, cuando se producen chaparrones densos y esporádicos, cae tanta lluvia en un tiempo tan corto que no se puede absorber toda ella. Dado que la cobertura vegetal del desierto es escasa, no se pone prácticamente obstáculo alguno al agua de escorrentía, la cual es, por consiguiente, rápida y crea a menudo inundaciones súbitas a lo largo de los suelos del valle (Figura 19.4B). Estas inundaciones son muy diferentes de las observadas en las regiones húmedas. Una inundación del río Mississippi puede tardar varios días en alcanzar su cresta y luego disminuir. Pero las inundaciones del desierto se producen de repente y desaparecen con rapidez. Dado que la mayor parte del material de superficie de un desierto no está fijado por vegetación, la cantidad de fuerza erosiva ejercida durante una breve precipitación es impresionante.

En la región seca del occidente de Estados Unidos se utilizan diferentes nombres para las corrientes efímeras, entre ellas *wash* y *arroyo*. En otras partes del mundo, una corriente de desierto seca puede ser un *uadi* (Arabia y África del Norte), un *donga* (América del Sur) o un *nullah* (India).

Las regiones húmedas son notables por sus sistemas de drenaje integrados. Pero en las regiones áridas, las corrientes suelen carecer de un sistema extenso de afluentes. De hecho, una característica básica de las corrientes de agua en el desierto es que son pequeñas y mueren antes de alcanzar el mar. Dado que el nivel freático suele estar muy por debajo de la superficie, pocas corrientes de agua pueden recurrir a él para abastecerse como hacen las corrientes de las regiones húmedas (*véase* Figura 17.3). Sin un suministro estable de agua, la combinación de evaporación e infiltración pronto agota la corriente.

Las pocas corrientes permanentes que atraviesan las regiones áridas, como los ríos Colorado y Nilo, se originan *fuera* del desierto, a menudo en montañas bien abastecidas de agua. En estos casos, el suministro de agua debe ser grande para compensar las pérdidas que se producen cuando la corriente atraviesa el desierto. Por ejemplo, después de que el Nilo abandona su cabecera en los lagos y las montañas de África central, atraviesa casi 3.000 kilómetros del Sahara sin un solo afluente. Por el contrario, en las regiones húmedas, el caudal de un río crece a medida que fluye corriente abajo porque los afluentes y el agua subterránea aportan más agua a lo largo del camino.

Debe destacarse que *las corrientes de agua, aunque esporádicas, realizan la mayor parte del trabajo erosivo en los desiertos.* Esto está en contraposición con la creencia habitual de que el viento es el principal agente erosivo que esculpe los paisajes desérticos. Aunque la erosión eólica es, de hecho, más significativa en las áreas secas que en ningún otro lugar, la mayoría de las formas del desierto son esculpidas por las corrientes de agua. Como veremos enseguida, el papel principal del viento consiste en el transporte y el depósito de sedimentos, que crean y dan forma a los cúmulos y montículos que denominamos dunas.

«Basin and Range»: la evolución de un paisaje desértico



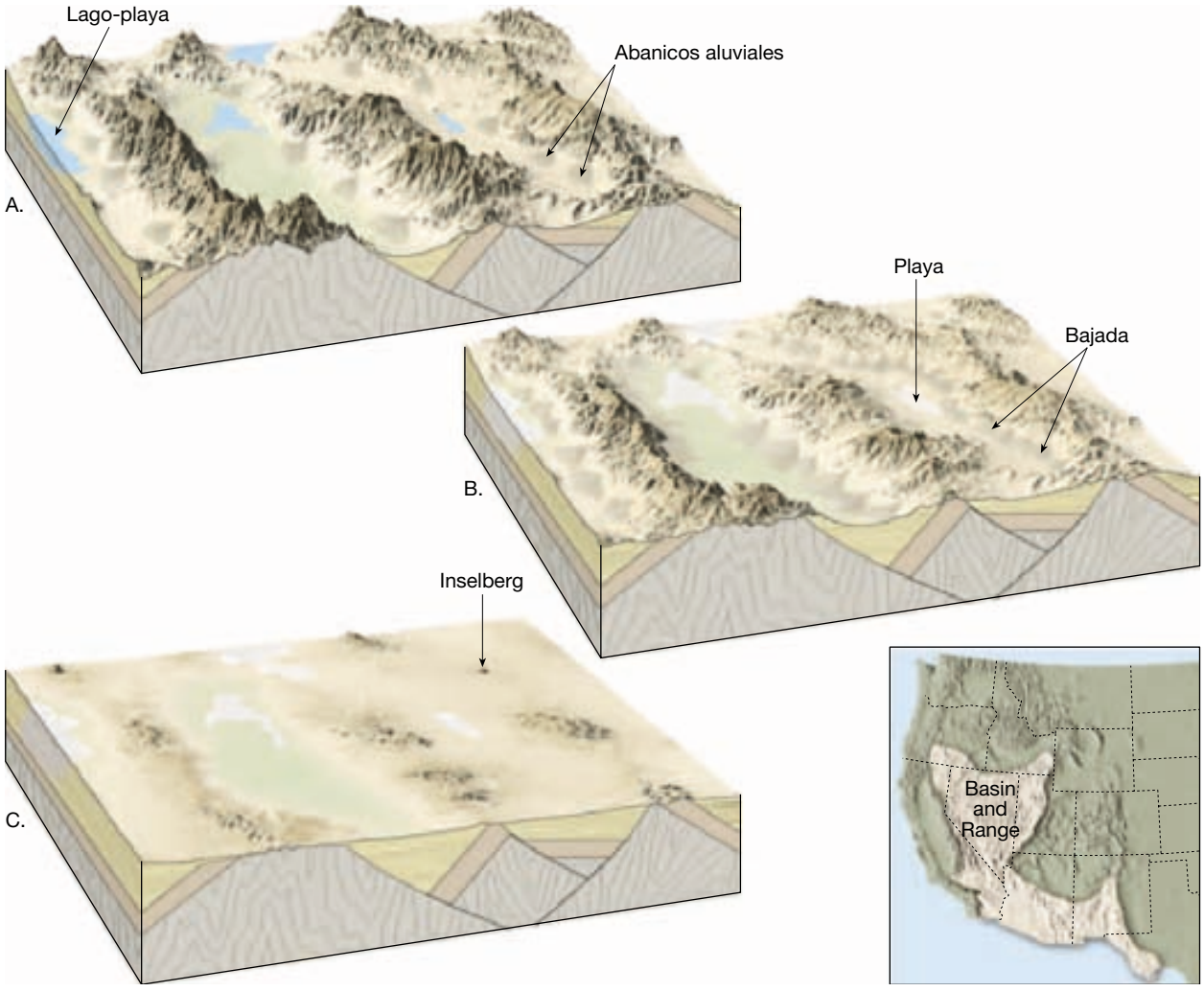
Desiertos y vientos
▼ Repaso de las formas y los paisajes

Dado que las regiones áridas suelen carecer de corrientes permanentes, se caracterizan por tener **drenaje interior.** Esto significa que tienen un modelo discontinuo de corrientes intermitentes que no fluyen fuera del desierto, hacia los océanos. En Estados Unidos, la región «Basin and Range» proporciona un ejemplo excelente. La región abarca el sur de Oregón, toda Nevada, el oeste de Utah, el sureste de California, el sur de Arizona y el sur de Nuevo México. Su nombre es una buena descripción de esta región de casi 800.000 kilómetros cuadrados, porque se caracteriza por más de 200 montañas relativamente pequeñas cuya altura oscila entre 900 y 1.500 metros por encima de las cuencas que las separan.

En esta región, como en otras parecidas que hay por el mundo, la erosión ocurre fundamentalmente sin referencia al océano (nivel de base absoluto), porque el drenaje interior nunca alcanza el mar. Incluso allí donde las corrientes permanentes fluyen al océano, existen pocos afluentes y, por tanto, sólo una estrecha franja de tierra adyacente a la corriente tiene el nivel del mar como su nivel absoluto de reducción del terreno.

Los bloques de diagramas de la Figura 19.5 muestran cómo ha evolucionado el paisaje en la región de Estados Unidos a la que nos referimos. Durante y después del levantamiento de las montañas, las corrientes de agua empiezan a esculpir la masa elevada y a depositar grandes cantidades de derrubios en la cuenca. Durante esta primera etapa se produce la mayor compensación, porque, a medida que la erosión reduce las montañas y llena de sedimentos las cuencas, las diferencias de elevación disminuyen de manera gradual.

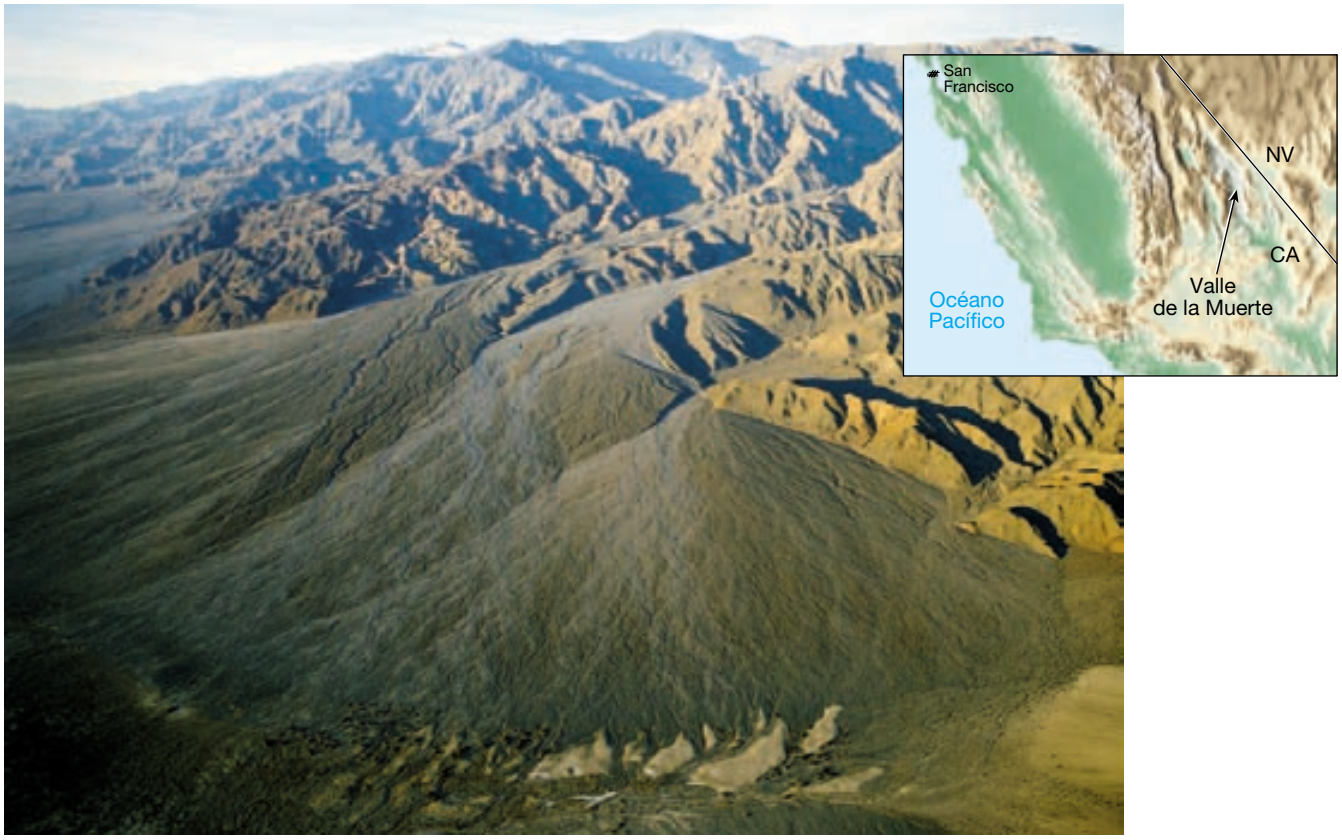
Cuando torrentes ocasionales de agua producidos por lluvias esporádicas se desplazan hacia abajo por los



▲ **Figura 19.5** Etapas de evolución del paisaje de un desierto montañoso como el de la región «Basin and Range» del oeste norteamericano. A medida que continúa la erosión de las montañas y la deposición en las cuencas, los relieves disminuyen. **A.** Etapa inicial. **B.** Etapa intermedia. **C.** Etapa final.

cañones montañosos, están densamente cargados de sedimentos. Al salir de los confines del cañón, el agua de escorrentía se expande sobre las suaves pendientes de la base de las montañas y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha de su carga se abandona en una corta distancia. El resultado es un cono de derrubios en la boca del cañón conocido como **abanico aluvial** (Figura 19.6). Dado que el material más grueso se deposita primero, la cabecera del abanico es más empinada, con una pendiente de casi 10 a 15 grados. Más adelante, el tamaño del sedimento y la inclinación de la pendiente disminuyen y se mezclan de manera imperceptible con el suelo de la cuenca. Un examen de la superficie del abanico revelaría probablemente un modelo de cauce anastomosado debido a que el agua desvía su curso a medida que los cauces sucesivos se van atascando con sedimento. Con el paso de los años, el abanico aumenta de tamaño y acaba por unirse con los abanicos de los cañones adyacentes produciendo una falda de sedimento denominada **bajada** a lo largo del frente de montaña.

En las raras ocasiones en las que se producen precipitaciones abundantes, las corrientes pueden fluir a través de la bajada hasta el centro de la cuenca, convirtiendo el suelo de la cuenca en un **lago-playa** somero. Estos lagos-playa son estructuras transitorias que duran sólo unos pocos días o, a lo sumo, unas pocas semanas antes de que la evaporación y la infiltración eliminen el agua. El lecho seco y plano que queda de un lago se denomina **playa.** Las playas están compuestas típicamente por limos finos y arcillas, y en ocasiones encostradas con las sales precipitadas durante la evaporación. Estas sales precipitadas pueden ser inusuales. Un ejemplo es el borato sódico (mejor conocido como bórax) que se obtiene en minas



▲ **Figura 19.6** Vista aérea de los abanicos aluviales del valle de la Muerte, California. El tamaño del abanico depende del tamaño de la cuenca de drenaje. A medida que los abanicos crecen, acaban coalesciendo y forman una bajada. (Foto de Michael Collier.)

de los antiguos depósitos del lago-playa del valle de la Muerte, California.

Con la erosión progresiva de la masa montañosa y la sedimentación que le sigue, el relieve local sigue disminuyendo. Por último, habrá desaparecido casi del todo la masa montañosa. Por tanto, en las etapas finales de la erosión, las áreas montañosas están reducidas a unas grandes prominencias rocosas proyectándose sobre la cuenca rellena de sedimentos de su entorno. Estos restos erosivos aislados de un paisaje de desierto en sus últimas etapas se denominan **inselbergs,** palabra alemana que significa «montañas aisladas» (*véase* Recuadro 19.3).

Cada una de estas etapas de la evolución del paisaje en un clima árido mostradas en la Figura 19.5 puede observarse en la región «Basin and Range». En el sur de Oregón y el norte de Nevada se encuentran montañas recién levantadas en una etapa inicial de erosión. El valle de la Muerte, California, y el sur de Nevada encajan en la etapa media más avanzada, mientras que en el sur de Arizona puede verse la etapa final, con sus inselbergs.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Dónde se encuentra el desierto más seco de la Tierra?

El desierto de Atacama, Chile, se distingue por ser el desierto más seco del mundo. Este cinturón relativamente estrecho de tierra árida se extiende a lo largo de unos 1.200 kilómetros a lo largo de la costa del Pacífico de Suramérica (*véase* Figura 19.1). Se dice que algunas partes del Atacama no han recibido precipitación ¡durante más de 400 años! Deben mirarse estas afirmaciones con escepticismo. Sin embargo, para lugares donde se han conservado los registros, en Arica, Chile, en la parte septentrional del Atacama, se ha experimentado un intervalo de 14 años sin precipitación medible.

Transporte de sedimentos por el viento

El aire en movimiento, como el agua en movimiento, es turbulento y capaz de elevar derrubios sueltos y transportarlos a otros lugares. Exactamente igual que ocurre en



Recuadro 19.3 ▶ Entender la Tierra

El monte Uluru de Australia

Cuando los viajeros que se plantean un viaje a Australia consultan guías y otros libros turísticos, seguro que ven una fotografía o leen una descripción del monte Uluru (antes Ayers Rock). Esta famosa atracción es una impresionante estructura que se eleva abruptamente de la llanura circundante. Situado en el Parque Nacional Uluru-Kata Tjuta, al suroeste de Alice Springs, en el centro seco del continente, el monolito más o menos circular mide más de 350 metros de altura y su base tiene una circunferencia de más de 9,5 kilómetros. Su cima es plana y sus lados, arrugados. El tipo de roca es arenisca, y los matices rojos y naranjas cambian con la luz del día. Además de ser una atracción geológica impresionante, el monte Uluru es interesante porque es un lugar sagrado para las tribus aborígenes de la región.

El monte Uluru es un ejemplo espectacular de una estructura conocida con el nombre de inselberg. *Inselberg* es una palabra alemana que significa «montaña aislada» y parece adecuada porque estas masas se parecen mucho a unas islas rocosas que permanecieran sobre la superficie de un gran mar. Estructuras similares salpican muchas otras regiones áridas y semiáridas del mundo. El monte Uluru es un tipo especial de inselberg formado por una masa rocosa muy resistente que exhibe una forma redondeada o abovedada. Las masas de este tipo se denominan *bornhardts* en homenaje al explorador alemán del siglo XIX, Wilhelm Bornhardt, que describió estructuras similares en algunas partes de África.

Los bornhardts se forman en regiones donde la roca masiva o resistente como el granito o la arenisca está rodeada de una roca más susceptible a la meteorización. La mayor susceptibilidad de la roca adyacente suele ser consecuencia del hecho de que está más fracturada. Las diaclasas permiten que el agua y, por tanto, los procesos de meteorización penetren a mayor profundidad. Cuando la roca adyacente muy meteorizada es retirada por la erosión, la masa rocosa mucho menos meteorizada permanece elevada. Tras la formación del bornhardt, éste tiende a liberar agua. Por el contrario, las llanuras circundantes cubiertas de derrubios absorben el agua y se meteorizan con mayor rapidez. Por consiguiente, una vez formado, un bornhardt ayuda a perpetuar su existencia reforzando los procesos que lo crearon. De hecho, las masas como el monte Uluru pueden continuar formando parte del paisaje durante decenas de millones de años.

Los bornhardts son más habituales en las latitudes más bajas, ya que la meteorización responsable de su formación actua de manera más rápida en los climas más cálidos. En las regiones que en la actualidad son áridas o semiáridas, los bornhardts pueden reflejar épocas en las que el clima era más húmedo que en la actualidad.

una corriente, la velocidad del viento aumenta con la altura por encima de la superficie. También igual que en una corriente, el viento transporta partículas finas en suspensión, mientras que las más pesadas son transportadas como carga de fondo. Sin embargo, el transporte del sedimento por el viento difiere del realizado por las corrientes de agua de dos maneras significativas. En primer lugar, la menor densidad del viento, en comparación con la del agua, le hace menos capaz de elevar y transportar materiales gruesos. En segundo lugar, dado que el viento no está confinado en cauces, puede extender el sedimento a lo largo de grandes áreas, así como hacia arriba a la atmósfera.

Carga de fondo

La **carga de fondo** transportada por el viento consiste en granos de arena. Las observaciones realizadas en el campo y en experimentos en los que se utilizan túneles de viento, indican que la arena movida por el viento se mueve saltando y rebotando a lo largo de la superficie: proceso denominado **saltación.** El término deriva de la palabra que significa «saltar» en latín.

El movimiento de los granos de arena empieza cuando el viento alcanza una velocidad suficiente para superar la inercia de las partículas en reposo. Al principio, la arena gira a lo largo de la superficie. Cuando un grano de arena en movimiento golpea otro grano, uno o los dos pueden saltar en el aire. Una vez en el aire, los granos son transportados hacia delante por el viento hasta que la gravedad los arrastra de nuevo hacia la superficie. Cuando la arena golpea la superficie, o bien rebota de nuevo al aire o bien desaloja otros granos, que entonces saltan hacia arriba. De esta manera, se establece una reacción en cadena, que llena el aire cercano a la superficie de granos de arena en saltación en un tiempo muy corto (Figura 19.7).

Los granos de arena que rebotan nunca viajan muy lejos de la superficie. Aun cuando los vientos sean muy fuertes, la altura alcanzada por la arena rara vez excede un metro y normalmente no supera el medio metro. Algunos granos de arena son demasiado grandes para ser lanzados en el aire por el impacto de otras partículas. Cuando esto ocurre, la energía proporcionada por el impacto de los granos saltantes más pequeños impulsa el movimiento hacia delante de los granos más grandes. Los cálculos indican que entre el 20 y el 25 por ciento de los



Figura 19.7 Una nube de granos de arena asciende mediante saltación por la pendiente suave de una duna. (Foto de Stephen Trimble.)

granos transportados en una tormenta de arena se mueve de esta manera.

Carga en suspensión

A diferencia de la arena, las partículas más finas de polvo pueden ser elevadas hacia la atmósfera por el viento. Dado que el polvo suele estar compuesto de partículas bastante planas que tienen áreas superficiales grandes en comparación con su peso, es relativamente fácil para el aire turbulento contrarrestar el empuje de la gravedad y mantener esas partículas finas transportadas por el aire durante horas o incluso días. Aunque el limo y la arcilla pueden ser transportados en suspensión, el limo constituye normalmente la mayor parte de la **carga suspendida,** porque el reducido grado de meteorización química de los desiertos proporciona sólo pequeñas cantidades de arcilla.

Las partículas finas son fácilmente transportadas por el viento, pero no son fácilmente recogidas para empezar su transporte. La razón es que la velocidad del viento es prácticamente cero dentro de una capa muy fina situada cerca del suelo. Por tanto, el viento no puede elevar el sedimento por sí mismo. En cambio, debe ser arrojado o dispersado en el aire en movimiento por los granos de arena que rebotan u otros procesos. Esta idea está bien ilustrada por una carretera seca no pavimentada en un día de viento. El viento levanta poco polvo si antes no se le mueve. Sin embargo, como pase un coche o un camión por la carretera, se levanta una capa de limo que crea una gruesa nube de polvo.

Aunque la carga suspendida suele depositarse relativamente cerca de su origen, los vientos altos son capaces de transportar grandes cantidades de polvo a grandes distancias (Figura 19.8). En los años 30, se transportó polvo levantado en Kansas hasta Nueva Inglaterra y más allá, hasta el Atlántico norte. De igual manera, se ha seguido la pista de polvo del Sahara hasta las Indias occidentales (Figura 19.9).

Erosión eólica

Desiertos y vientos
▼ Conceptos erróneos habituales sobre los desiertos

En comparación con las corrientes de agua y los glaciares, el viento es un agente erosivo relativamente insignificante. Recordemos que incluso en los desiertos, la mayor parte de la erosión la realizan las corrientes de agua intermitentes, no el viento. La erosión eólica es más eficaz en las regiones áridas que en las áreas húmedas, porque en los lugares húmedos la humedad mantiene juntas las partículas, y la vegetación las sujeta al suelo. Para que el viento sea una fuerza erosiva eficaz, la sequedad y la escasez de vegetación son requisitos previos importantes. Cuando existen dichas circunstancias, el viento puede levantar, transportar y depositar grandes cantidades de sedimento fino. Durante los años treinta, parte de las grandes llanuras experimentaron enormes tormentas de polvo: la tierra quedó expuesta a la erosión eólica tras ser arada bajo la cubierta vegetal natural para el cultivo y la posterior e intensa sequía. Este lugar se conoce desde entonces como Dust Bowl (*véase* Recuadro 19.4)*.

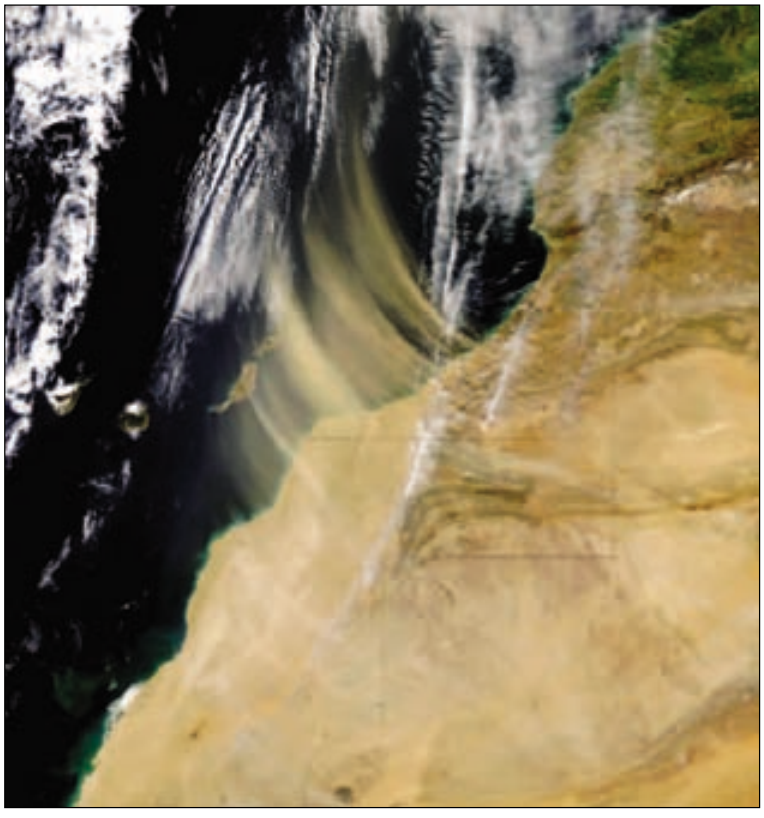
Deflación, depresiones de deflación y pavimento desértico

Una forma mediante la cual el viento produce erosión es la **deflación** (*de* = fuera; *flat* = soplar), el levantamiento y removilización del material suelto. A veces, la deflación es difícil de observar porque toda la superficie está siendo reducida al mismo tiempo, pero puede ser significativa. En

* Para más información, *véase* el Recuadro 6.4 de este libro, «Dust Bowl: la erosión del suelo en las grandes llanuras».



▲ **Figura 19.8** El polvo ennegrece el cielo el 21 de mayo de 1937 cerca de Elkhart, Kansas. Debido a tormentas como ésta algunas partes de las grandes llanuras se denominaron «Dust Bowl» durante los años 30. (Foto reproducida de la colección de la Biblioteca del Congreso.)



◀ **Figura 19.9** Esta imagen de satélite muestra gruesos penachos de polvo del desierto del Sahara que se desplazan en dirección noroeste sobre las islas Canarias el 12 de marzo de 2003. Estas tormentas de polvo son habituales en el árido norte de África. De hecho, esta región es la mayor fuente de polvo del mundo. Los satélites son una herramienta excelente para estudiar el transporte de polvo a escala mundial. Muestran que las tormentas de polvo pueden cubrir áreas enormes y que el polvo puede ser transportado a lo largo de grandes distancias. (Imagen cortesía de la NASA.)



Recuadro 19.4 ▶ El hombre y el medio ambiente

Los desiertos se están expandiendo

Las zonas de transición que rodean los desiertos tienen ecosistemas muy frágiles, con un equilibrio delicado. En estas zonas marginales, las actividades humanas pueden cargar el ecosistema más allá de su límite de tolerancia, lo cual provoca la degradación de la tierra. Si esa degradación es grave, se denomina *desertización*. Desertización significa la expansión de las condiciones desérticas en áreas no desérticas. Aunque dicha transformación puede producirse por procesos naturales que actúan de manera gradual a lo largo de decenios, siglos y milenios, en los últimos años, la desertización ha venido a significar la alteración rápida del terreno a condiciones desérticas como consecuencia de las actividades humanas.

Las Naciones Unidas han reconocido la desertización como uno de los desafíos ambientales más graves del siglo XXI. Según el Fondo Internacional de Desarrollo Agrícola de las Naciones Unidas, cada año la desertización reivindica otros 10 millones de acres de tierras secas de cultivo. Como respuesta, más de 170 países (incluidos Estados Unidos) han ratificado un tratado conocido como la Convención para Combatir la Desertización.

El avance de las condiciones de tipo desierto en áreas que fueron previamente útiles para la agricultura no es una modificación clara y uniforme de los bordes de los desiertos. Más bien, la degeneración de una transformación parcheada de tierra seca, pero habitable, en tierra seca e inhabitable. Se produce fundamentalmente a partir del uso inadecuado de la tierra y es ayudada y acelerada por la sequía. Por desgracia, una zona afectada por la desertización sólo nos llama la atención una vez que el proceso ya está en curso.

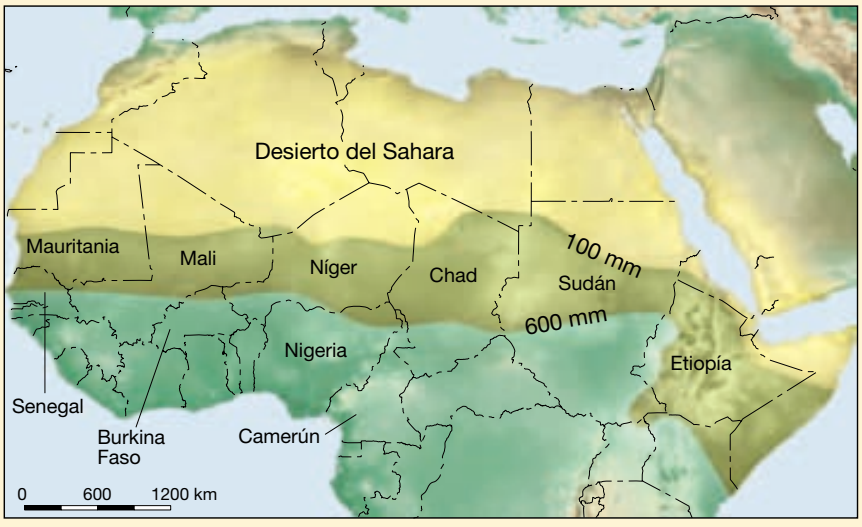
La desertización comienza cuando la tierra próxima al borde del desierto empieza a utilizarse para el crecimiento de cosechas o para el pasto de ganado. De cualquiera de las dos formas, se elimina la vegetación natural por el arado o el pasto.

Si se plantan cosechas, y se produce sequía, el suelo desprotegido queda expuesto a las fuerzas de la erosión. La formación de badenes en las pendientes y las acumulaciones de sedimento en los cauces de las corrientes son signos visibles en el paisaje, así como las nubes de polvo que se crean cuando la capa de suelo superior es eliminada por el viento.

Donde se cría ganado, la tierra también se degrada. Aunque la vegetación natural modesta de las tierras marginales puede mantener la vida salvaje local, no puede sustentar el pastoreo intensivo de los grandes rebaños domésticos. El sobrepastoreo reduce o elimina la cubierta vegetal. Cuando la cubierta vegetal se destruye más allá del mínimo necesario para proteger el suelo contra la erosión, la destrucción se vuelve irreversible. Además, al pisar el suelo con sus pezuñas, el ganado compacta el suelo, lo cual reduce la cantidad de agua que la tierra puede absorber cuando llueve. Las pisadas de las pezuñas también pulverizan el suelo, aumentando la proporción de material fino, que entonces se retira con mayor facilidad cuando los vientos son fuertes.

La desertización recibió por primera vez atención mundial cuando la sequía golpeó una región africana denominada el *Sahel* a finales de los años sesenta (Figura 19.C). Durante ese período, y en muchos episodios posteriores, los habitantes de esta enorme extensión al sur del desierto del Sahara han sufrido desnutrición y muerte por inanición. Los rebaños de ganado se han diezmado y la pérdida de terreno productivo ha sido grande. Centenares de miles de personas se han visto forzadas a migrar. A medida que disminuye la tierra de cultivo, las personas deben depender de áreas más pequeñas para la producción de alimentos. Esto, a su vez, afecta más al medio ambiente y acelera el proceso de desertización.

Aunque el sufrimiento por la desertización es mucho más serio en el Sahel, el problema no está, en absoluto, confinado a esta región. Existe desertización en otras partes de África y en cualquier otro continente, con excepción de la Antártida. Las sequías recurrentes quizá parezcan la razón más obvia de la desertización, pero la causa fundamental es el esfuerzo que los humanos exigimos al tenue medio ambiente, con suelos frágiles.

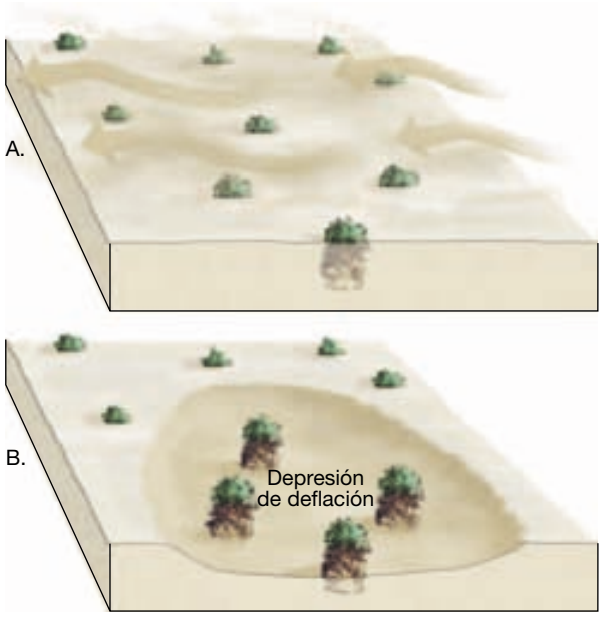


▲ **Figura 19.C** La desertización es más grave en el margen meridional del Sahara, en una región conocida como el Sahel. Las líneas que definen los límites cercanos al Sahel representan la precipitación anual media en milímetros.

algunas zonas del Dust Bowl de los años treinta, enormes áreas de terreno experimentaron una reducción de hasta un metro tan sólo en unos años.

El resultado más destacable de la deflación en algunos lugares es la aparición de depresiones superficiales denominadas **depresiones de deflación** (Figura 19.10). En la región de las grandes llanuras, del norte de Texas a Montana, son visibles miles de depresiones de deflación en el paisaje. Oscilan entre pequeños agujeros menores de 1 metro de profundidad y 3 metros de ancho a depresiones que se aproximan a 50 metros de profundidad y varios kilómetros de diámetro. El factor que controla las profundidades de estas cuencas (es decir, que actúa como nivel de base) es el nivel freático local. Cuando las depresiones de deflación descienden hasta el nivel freático, la tierra húmeda y la vegetación impiden la deflación posterior.

En determinadas zonas de muchos desiertos, la superficie es una capa muy empaquetada de cantos gruesos demasiado grandes para ser movidos por el viento. Este revestimiento rocoso, denominado **pavimento desértico,** se crea a medida que la deflación reduce la superficie eliminando la arena y el limo hasta que prácticamente sólo queda una capa continua de granos gruesos (Figura 19.11). Una vez que se ha establecido el pavimento desértico, un proceso que puede durar centenares de años, la superficie queda protegida de la ulterior deflación si no se perturba. Sin embargo, dado que la capa tiene un grosor de tan sólo uno o dos granos, los vehículos o los animales pueden desalojar el pavimento y exponer de nuevo a la deflación el material de grano fino situado por debajo.



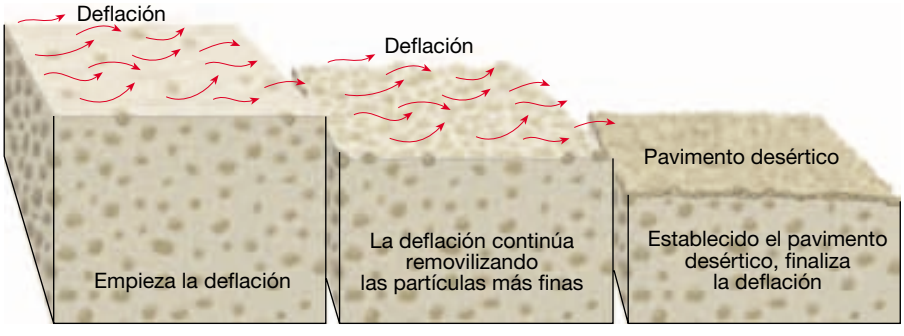
▲ **Figura 19.10** Formación de una depresión de deflación. **A.** Antes de la deflación. **B.** Después de la deflación se ha creado una depresión superficial.

Ventifactos y yardangs

Como los glaciares y las corrientes de agua, el viento también erosiona mediante **abrasión** (*ab* = fuera; *ardere* = raspar). En las regiones secas, así como a lo largo de las playas, la arena transportada por el viento corta y pule las superficies rocosas expuestas. A veces, la abrasión crea rocas de formas muy interesantes conocidas como **ventifactos.** La cara de la roca expuesta al viento predominante es sometida a abrasión, dejándola pulida, picada y con bordes angulosos. Si el viento no sopla constantemente de la misma dirección, o si el canto se reorienta, puede tener varias superficies facetadas.

Por desgracia, a menudo se atribuyen a la abrasión obras que van más allá de sus capacidades. Estructuras como rocas en equilibrio de pie en la parte superior de pedestales estrechos y con intrincados detalles en altos pináculos, no son consecuencia de la abrasión. Rara vez la arena viaja más de un metro por encima de la superficie, de manera que el efecto de limpieza con chorro de arena del viento está obviamente limitado en la vertical.

Además de los ventifactos, la erosión eólica es responsable de la creación de estructuras mucho mayores, denominadas yardangs (de la palabra turca *yar*, que significa «loma empinada»). Un **yardang** es una cresta aerodinámica esculpida por el viento con una orientación



◀ **Figura 19.11** Formación del pavimento desértico. Como ilustran estas secciones transversales, los granos gruesos se concentran gradualmente en una capa fuertemente empaquetada a medida que la deflación reduce la superficie eliminando la arena y el limo. Si no experimenta alteración, el pavimento desértico protegerá la superficie de una ulterior deflación.

paralela a la del viento predominante. Suele tener el aspecto de un casco de barco al revés. Cada yardang suele medir menos de 10 metros de altura y unos 100 metros de longitud, pero los hay mucho mayores que pueden medir hasta 90 metros de altura y más de 100 kilómetros de longitud. Suelen aparecer en grupos y parecen limitados a zonas desérticas especialmente secas con una cubierta vegetal mínima y fuertes vientos que soplan predominantemente desde una dirección.

Depósitos eólicos



Desiertos y vientos
▼ Repaso de las formas y los paisajes

Aunque el viento carece relativamente de importancia en la génesis de formas *erosivas*, en algunas regiones crea significativas estructuras *deposicionales*. Las acumulaciones de sedimento transportado por el viento son particularmente notables en las regiones secas de todo el mundo y a lo largo de muchas costas arenosas. Los depósitos eólicos son de dos tipos distintos: (1) montículos y colinas de arena formados a partir de la carga de fondo del viento, que denominamos dunas, y (2) extensas alfombras de limo, denominados loess, que una vez fueron transportadas en suspensión.

Depósitos de arena

Como ocurre con las corrientes de agua, el viento deja caer su carga de sedimento cuando la velocidad desciende y la energía disponible para el transporte disminuye. Por tanto, la arena empieza a acumularse en cualquier lugar en el que una obstrucción situada en el camino del viento ralentice su movimiento. A diferencia de muchos depósitos de limo, que forman capas a modo de alfombra a lo largo de grandes áreas, los vientos depositan normalmente la arena en montículos o crestas denominados **dunas** (Figura 19.12).

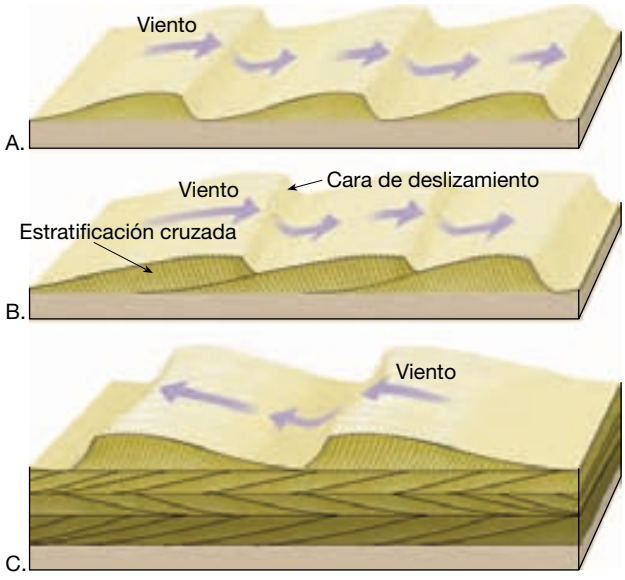
Cuando el aire en movimiento encuentra un objeto, como una mata de vegetación o una roca, barre a su alrededor y por encima de él, dejando una sombra de aire con movimiento más lento por detrás del obstáculo, así como una zona más pequeña de aire más tranquilo



▲ **Figura 19.12** Arena descendiendo por la cara de deslizamiento empinada de una duna, en el Monumento Nacional White Sands, Nuevo México. (Foto de Michael Collier.)

justo enfrente del obstáculo. Algunos de los granos de arena que se mueven por saltación con el viento vienen a descansar a esas sombras de viento. A medida que continúa la acumulación de arena, se convierte en una barrera cada vez más imponente para el viento y, por tanto, en una trampa cada vez más eficaz para la acumulación de arena. Si hay suficiente abastecimiento de arena y el viento sopla de manera uniforme durante un tiempo lo bastante largo, el montículo de arena crece y se transforma en una duna.

Muchas dunas tienen un perfil asimétrico, con la pendiente de sotavento (protegida) más empinada y la pendiente de barlovento con una inclinación más suave (Figura 19.13). La arena asciende por la pendiente más suave, en la ladera de barlovento, por saltación. Justo detrás de la cresta de la duna, donde la velocidad del viento es menor, se acumula la arena. Conforme se acumula más arena, la pendiente se inclina y algo acaba por deslizarse bajo el empuje de la gravedad. De esta manera, la pendiente de sotavento de la duna, denominada **cara de deslizamiento,** mantiene un ángulo de unos 34 grados, el ángulo de reposo para la arena seca suelta (recordemos del Capítulo 15 que el ángulo de reposo es el ángulo más empinado al cual el material suelto permanece estable). La acumulación continua de arena, junto con los desplazamientos periódicos que tienen lugar por la cara de deslizamiento, provocan una migración lenta de la duna en la dirección del movimiento del aire.



▲ **Figura 19.13** Como se ilustra en las partes **A** y **B,** las dunas tienen normalmente una forma asimétrica. El lado de sotavento, más empinado, se denomina cara de deslizamiento. Los granos de arena depositados en la cara de deslizamiento en la dirección del ángulo de reposo crean la estratificación cruzada de las dunas. **C.** Se desarrolla un modelo complejo en respuesta a cambios en la dirección del viento. Obsérvese también que cuando las dunas son enterradas y se convierten en una parte del registro sedimentario, la estructura de estratificación cruzada se conserva.

A medida que la arena se deposita en la cara de deslizamiento, se forman estratos inclinados en la dirección en la que sopla el viento. Estas capas en pendiente se denominan **estratos cruzados** (Figura 19.13). Cuando las dunas son finalmente enterradas bajo otras capas de sedimento y entran a formar parte del registro de rocas sedimentarias, se destruye su forma asimétrica, pero permanecen los estratos cruzados como testimonio de su origen. Ningún lugar tiene una estratificación cruzada más notable que el de las paredes de arenisca de Zion Canyon, en el sur de Utah.

En algunas áreas, el movimiento de la arena constituye un problema. En zonas de Oriente Medio, las valiosas instalaciones petrolíferas deben ser protegidas de la invasión de las dunas. En algunos casos, las cercas se construyen lo bastante de cara al viento de las dunas como para detener su migración. A medida que la arena sigue acumulándose, sin embargo, debe aumentarse la altura de las cercas. En Kuwait, las cercas protectoras se extienden durante casi 10 kilómetros alrededor de un importante *pozo* petrolífero. La migración de las dunas puede plantear también un problema para la construcción y el mantenimiento de carreteras y vías férreas que atraviesan regiones desérticas arenosas. Por ejemplo, para mantener abierta al tráfico una porción de la autopista 95 cerca de Winnemucca, Nevada, debe retirarse la arena unas tres veces al año. Cada vez, se extraen entre 1.500 y 4.000 metros cúbicos de arena. Los intentos de estabilizar las dunas plantando diferentes variedades de hierba han sido insatisfactorios, porque la escasa precipitación hace imposible que se mantengan las plantas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

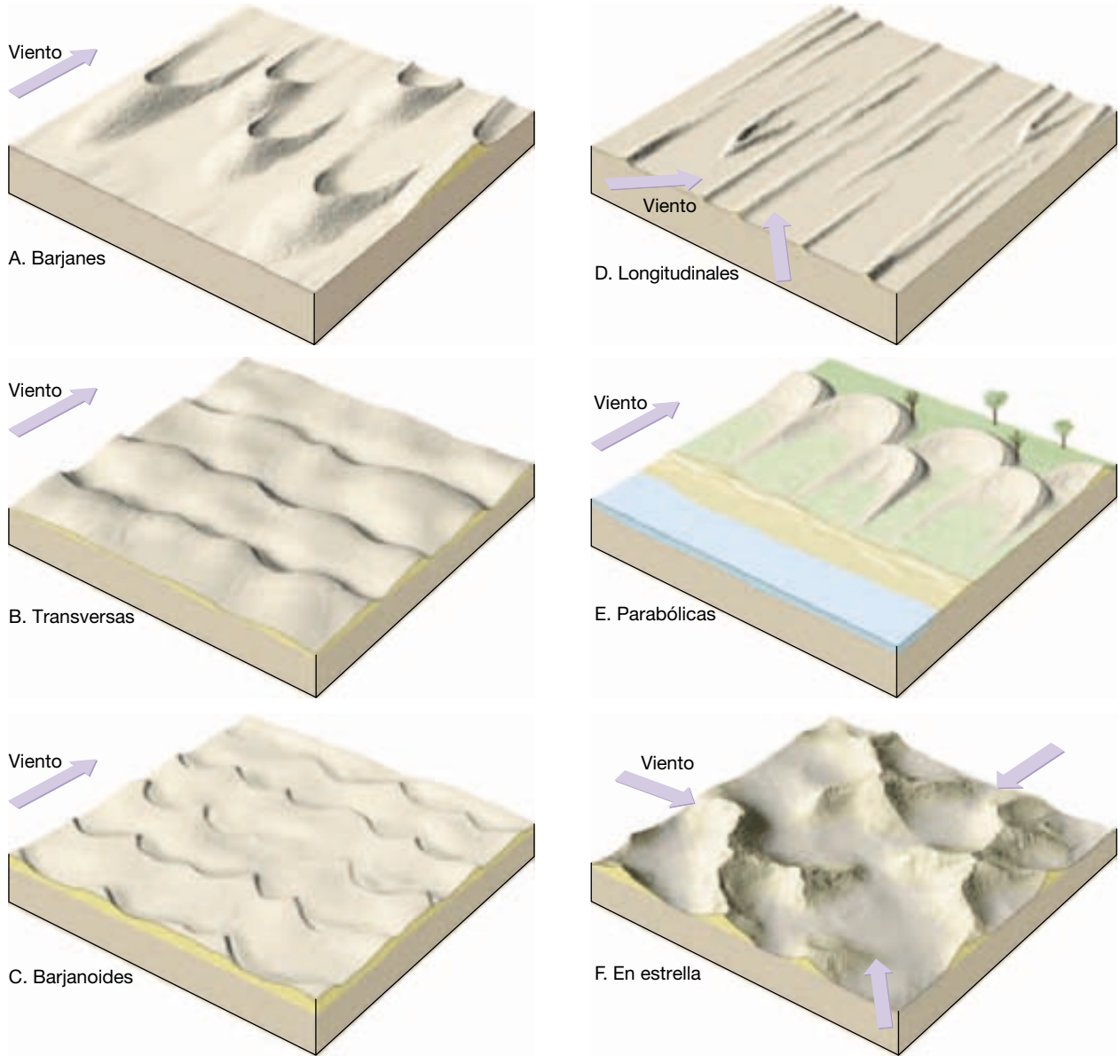
¿No están cubiertos los desiertos fundamentalmente por dunas de arena?

Un concepto erróneo habitual sobre los desiertos es que están formados por kilómetros y kilómetros de dunas de arena acumulada. Es cierto que hay acumulaciones de arena en algunas zonas y pueden ser estructuras impresionantes. Pero, aunque quizá sorprenda, las acumulaciones de arena en todo el mundo representan sólo un pequeño porcentaje del total de zonas desérticas. Por ejemplo, en el Sahara, el desierto más grande del mundo, las acumulaciones de arena cubren sólo *una décima parte* de su área. El desierto con más arena es el Arábigo, un tercio del cual está formado por arena.

Tipos de dunas de arena

Las dunas no son simples montículos aleatorios de sedimento transportado por el viento. Más bien, son acumulaciones que suelen adoptar modelos sorprendentemente constantes (Figura 19.14). Al abordar este punto, uno de los primeros investigadores pioneros sobre las dunas, el ingeniero británico R. A. Bagnold, observaba: «En vez de encontrar caos y desorden, el observador nunca deja de asombrarse de la simplicidad de forma, la exactitud de la repetición y el orden geométrico…». Existe una amplia selección de formas de dunas, que generalmente se simplifican en unos pocos tipos principales para su discusión.

Por supuesto, existen gradaciones entre las diferentes formas, así como dunas de formas irregulares que no encajan fácilmente en una categoría. Varios factores influyen en la forma y el tamaño que las dunas acaban por adoptar. Esos factores son la dirección y la velocidad del viento, la disponibilidad de arena y la cantidad de vegetación presente. En la Figura 19.14 se muestran seis tipos básicos de dunas, y las flechas indican las direcciones del viento.



▲ **Figura 19.14** Tipos de dunas de arena. **A.** Barjanes. **B.** Dunas transversas. **C.** Dunas barjanoides. **D.** Dunas longitudinales. **E.** Dunas parabólicas. **F.** Dunas en estrella.

Barjanes Las dunas solitarias de arena en forma de media luna y con sus extremos apuntando en la dirección del viento se denominan **barjanes** (Figura 19.14A). Esas dunas se forman cuando los suministros de arena son limitados y la superficie es relativamente plana, dura y carente de vegetación. Migran lentamente con el viento a una velocidad de hasta 15 metros por año. Su tamaño suele ser modesto, alcanzando, las más grandes, alturas de unos 30 metros, mientras que la expansión máxima entre las puntas se aproxima a 300 metros. Cuando la dirección del viento es casi constante, la forma de media luna de estas dunas es casi simétrica. Sin embargo, cuando la dirección del viento no es perfectamente fija, una punta se hace mayor que la otra.

Dunas transversas En regiones donde los vientos predominantes son uniformes, hay abundancia de arena y la vegetación es dispersa o no existe, las dunas forman una serie de largas crestas separadas por depresiones y orientadas según ángulos rectos con respecto al viento predominante. Debido a esta orientación, se denominan **dunas transversas** (Figura 19.14B). Normalmente, muchas de las dunas costeras son de este tipo. Además, las dunas transversas son comunes en muchas regiones áridas donde la extensa superficie de arena ondulada se denomina a veces *mar de arena*. En algunas partes de los desiertos del Sahara y el Arábigo, las dunas transversas alcanzan alturas de 200 metros, ocupan una superficie transversal de 1 a 3 kilómetros y pueden extenderse a lo largo de distancias de 100 kilómetros o más.

Hay una forma de duna relativamente común, que es intermedia entre los barjanes aislados y las extensas ondulaciones de las dunas transversas. Esas dunas, denominadas **dunas barjanoides,** forman hileras festoneadas de arena orientadas según ángulos rectos con respecto al viento (Figura 19.14C). Las hileras recuerdan una serie de barjanes que hayan sido colocados unos al lado de otros. Los visitantes que exploren las dunas de yeso en el monumento nacional White Sands, Nuevo México, reconocerán esta forma.

Dunas longitudinales Las **dunas longitudinales** son largas crestas de arena que se forman más o menos en paralelo al viento predominante y donde el suministro de arena es limitado (Figura 19.14D). Aparentemente la dirección del viento predominante debe variar algo, pero sigue permaneciendo en el mismo cuadrante de la brújula. Aunque los tipos más pequeños tienen sólo 3 o 4 metros de altura y varias docenas de metros de longitud, en algunos desiertos grandes las dunas longitudinales pueden alcanzar grandes tamaños. Por ejemplo, en partes del norte de África, Arabia y Australia central esas dunas pueden alcanzar una altura de 100 metros y extenderse a lo largo de distancias de más de 100 kilómetros.

Dunas parabólicas A diferencia de las otras dunas que se han descrito hasta ahora, las **dunas parabólicas** se forman donde la vegetación cubre parcialmente la tierra. La forma de estas dunas recuerda la forma de los barjanes, excepto en que sus extremos apuntan en dirección contraria al viento en vez de en su misma dirección (Figura 19.14E). Las dunas parabólicas se forman a menudo a lo largo de las costas donde hay fuertes vientos que soplan hacia el interior y abundante arena. Si la cubierta vegetal dispersa de la arena se interrumpe en algún punto, la deflación crea una depresión. Entonces la arena es transportada fuera de la depresión y depositada como un reborde curvo, que se hace más alto a medida que la deflación aumenta el tamaño de la depresión.

Dunas en estrella Confinadas en gran medida a zonas de los desiertos sahariano y arábigo, las **dunas en estrella** son colinas aisladas de arena que exhiben una forma compleja (Figura 19.14F). Su nombre deriva del hecho de que la base de estas dunas se parece a estrellas de puntas múltiples. Normalmente lomas, de 3 o 4 crestas divergen de un punto alto central, que en algunos casos puede aproximarse a los 90 metros de altura. Como sugiere su forma, las dunas en estrella se desarrollan cuando las direcciones del viento son variables.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Dónde se encuentran las dunas de arena más grandes y cuánto miden?

Las dunas más elevadas del mundo se encuentran a lo largo de la costa suroccidental de África, en el desierto de Namibia. En algunos lugares, estas enormes dunas alcanzan alturas de 300 a 350 metros. Las dunas del Parque Nacional Great Sand Dunes al sur de Colorado son las más elevadas de Norteamérica, elevándose más de 210 metros por encima del terreno circundante.

Depósitos de loess (limo)

En algunas partes del mundo la topografía superficial está cubierta por depósitos de limo transportado por el viento, denominado **loess.** Durante períodos de quizás miles de años, las tormentas de polvo depositaron este material. Cuando el loess es atravesado por corrientes de agua o cortado para hacer carreteras, tiende a mantener una estructura vertical y carece de estratos visibles.

La distribución del loess en el mundo indica que hay dos fuentes principales de este sedimento: los depósitos desérticos y las llanuras de aluvión glaciares. Los depósitos de loess más gruesos y más extensos de la Tierra se

encuentran en el oeste y el norte de China. Fueron transportados por el viento aquí desde las extensas cuencas desérticas de Asia central. Acumulaciones de 30 metros son comunes y se han medido grosores de más de 100 metros. Es este sedimento fino de color de ante el que proporciona al río Amarillo (Huang Ho) su nombre.

En estados Unidos, los depósitos de loess son significativos en muchas áreas, entre ellas Dakota del Sur, Nebraska, Iowa, Missouri e Illinois, así como en zonas de la llanura de Columbia en el Pacífico noroccidental. La correlación entre la distribución del loess y las regiones agrícolas importantes del medio oeste y del estado oriental de Washington no es una mera coincidencia, porque los suelos derivados de este sedimento depositado por el viento se cuentan entre los más fértiles del mundo.

A diferencia de los depósitos de China, que se originaron en los desiertos, el loess de Estados Unidos (y de Europa) es un producto indirecto de las glaciaciones. Su origen se encuentra en los depósitos de derrubios glaciares estratificados. Durante la retirada de los glaciares de casquete, muchos valles de los ríos fueron bloqueados con sedimento depositado por el agua de fusión. Fuertes vientos que soplaban en dirección oeste barriendo a través de las desnudas llanuras de inundación, levantaron el sedimento más fino y lo dejaron caer como una manta sobre las laderas orientales de los valles. Este origen es confirmado por el hecho de que los depósitos de loess son los más potentes y groseros en el lado de sotavento de desbordamientos de drenaje glaciar principal, como los de los ríos Mississippi e Illinois y rápidamente se hacen más finos al aumentar la distancia de los valles. Además, los granos angulosos mecánicamente meteorizados que componen el loess son esencialmente los mismos que los del suelo de roca producidos por la acción de molienda de los glaciares.

Resumen

- El *concepto de sequedad es relativo;* se refiere a cualquier situación en la que existe déficit de agua. Las regiones secas abarcan alrededor del 30 por ciento de la superficie terrestre. Se reconocen normalmente dos tipos climáticos: *desierto*, que es árido, y *estepa* (una variante marginal y más húmeda del desierto), que es semiárido. Los *desiertos de latitudes bajas* coinciden con las zonas de anticiclones subtropicales en las latitudes más bajas. Por otro lado, los *desiertos de latitudes medias* existen principalmente debido a su posición en zonas continentales interiores donde grandes masas de terreno están bastante alejadas del océano.

- Los mismos procesos geológicos que actúan en las regiones húmedas lo hacen también en los desiertos, pero bajo condiciones climáticas restringidas. En las tierras secas *la meteorización de las rocas, de cualquier tipo, está muy reducida* debido a la falta de humedad y a la escasez de ácidos orgánicos procedentes de las plantas en descomposición. Gran parte del derrubio meteorizado en los desiertos es consecuencia de la *meteorización mecánica*. Prácticamente todas las corrientes fluviales del desierto están secas la mayor parte del tiempo y se dice que son *efímeras*. Los cursos de corrientes de agua de los desiertos rara vez están bien integrados y carecen de un sistema extenso de afluentes. No obstante, *las corrientes de agua son responsables de la mayor parte del trabajo erosivo en un desierto*. Aunque la erosión eólica es más significativa en las áreas secas que en cualquier otro lugar, el papel principal del viento en un desierto es el de transporte y depósito de sedimentos.

- Debido a que las regiones áridas normalmente carecen de corrientes de agua permanentes, se caracterizan por tener *drenaje interior*. Muchos de los paisajes de la región «Basin and Range» del oeste y el suroeste de Estados Unidos son consecuencia de corrientes de agua que erosionan bloques de montaña levantados y depositan el sedimento en las cuencas interiores. Los *abanicos aluviales*, las *playas* y los *lagos-playa* son rasgos morfológicos a menudo asociados con esos paisajes. En las etapas tardías de la erosión, las áreas de montaña se reducen a unas pocas protuberancias rocosas, denominadas *inselbergs*, que se proyectan por encima de las cuencas rellenas de sedimento.

- El transporte del sedimento por el viento difiere del realizado por las corrientes de agua de dos maneras. En primer lugar, en comparación con el agua, el viento tiene baja densidad; por tanto, no es capaz de levantar ni transportar materiales gruesos. En segundo lugar, debido a que el viento no está confinado a cauces, puede extender el sedimento sobre grandes áreas. La *carga de fondo* del viento consiste en granos de arena que saltan y rebotan a lo largo de la superficie en un proceso denominado *saltación*. Las finas partículas de polvo pueden ser transportadas por el viento a grandes distancias en forma de *carga en suspensión*.

- En comparación con las corrientes de agua y los glaciares, el viento es un agente erosivo relativamente insignificante. La *deflación*, el levantamiento y la removilización de material suelto, a menudo producen

depresiones superficiales denominadas *depresiones de deflación*. En zonas de muchos desiertos la superficie es una capa de cantos gruesos, denominada *pavimento desértico*, demasiado grandes para ser movidos por el viento. El viento también erosiona por *abrasión*, creando a menudo piedras de formas interesantes conocidas como *ventifactos*. Los *yardangs* son crestas estrechas y dinámicas esculpidas por el viento que pueden medir hasta 90 metros de altura y 100 kilómetros de longitud.

- Los depósitos eólicos son de dos tipos distintos: (1) *montículos y crestas de arena*, denominados *dunas*, que se forman a partir del sedimento que es transportado como parte de la carga de fondo del viento, y (2) extensos *mantos de limo*, denominados *loess*, que una vez fueron transportados *en suspensión* por el viento. El perfil de una duna muestra una forma asimétrica con la pendiente de sotavento (protegida) empinada y la de barlovento con una inclinación más suave. Los *tipos de dunas de arena* son: (1) *barjanes;* (2) *dunas transversas;* (3) *dunas barjanoides;* (4) *dunas longitudinales;* (5) *dunas parabólicas*, y (6) *dunas en estrella*. Los depósitos más gruesos y más extensos de loess se encuentran en el oeste y el norte de China. A diferencia de los depósitos chinos, que se originaron en los desiertos, el loess de Estados Unidos y de Europa es un producto indirecto de las glaciaciones.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué extensión ocupan los desiertos y las regiones de estepa de la Tierra?
2. ¿Cuál es la causa principal de los desiertos subtropicales? ¿De los desiertos de latitudes medias?
3. ¿En qué hemisferio (norte o sur) son más comunes los desiertos de latitudes medias?
4. ¿Por qué la cantidad de precipitación, que se utiliza para determinar si un lugar tiene un clima seco o un clima húmedo, es una cifra variable? (*véase* Recuadro 19.1)
5. *Los desiertos son paisajes calientes cubiertos de arena y carentes de vida conformados en su mayor parte por la fuerza del viento.* La afirmación precedente resume la imagen de regiones áridas que tienen muchas personas, en especial las que viven en lugares más húmedos. ¿Es una visión precisa?
6. ¿Por qué está reducida la meteorización de las rocas en el desierto?
7. Cuando una corriente permanente, como la del río Nilo, atraviesa un desierto, ¿aumenta o disminuye su caudal? ¿Cómo se compara esto con un río de una región húmeda?
8. ¿Cuál es el agente erosivo más importante en los desiertos?
9. ¿Por qué el nivel del mar (nivel de base absoluto) no es un factor que influya de manera significativa en la erosión de las regiones desérticas?
10. ¿Por qué el mar Aral se está encogiendo (*véase* Recuadro 19.2)?
11. Describa los rasgos y las características asociados con cada una de las etapas de la evolución de un desierto montañoso. ¿En qué lugares de Estados Unidos pueden observarse estas etapas?
12. Describa cómo el viento transporta la arena. Cuando soplan vientos muy fuertes, ¿hasta qué altura por encima de la superficie puede transportarse la arena?
13. ¿Por qué la erosión eólica es relativamente más importante en las regiones áridas que en las áreas húmedas?
14. ¿De qué maneras contribuyen las actividades humanas a la desertificación (*véase* Recuadro 19.4)?
15. ¿Qué factor limita las profundidades de las depresiones de deflación?
16. ¿Cómo migran las dunas de arena?
17. Enumere tres factores que influyan en la forma y el tamaño de una duna.
18. Se reconocen seis tipos principales de dunas. Indique qué tipo de duna está asociado con cada una de las siguientes afirmaciones.
    - **a)** Dunas cuyos extremos apuntan en la dirección del viento.
    - **b)** Largas crestas de arena orientadas en ángulos rectos según la dirección del viento.
    - **c)** Dunas que a menudo se forman a lo largo de las costas, donde fuertes vientos crean una depresión de deflación.

d) Dunas solitarias cuyos extremos apuntan a favor del viento.

e) Largas crestas arenosas que están orientadas más o menos en paralelo al viento predominante.

f) Una duna aislada que consiste en lomos de tres o cuatro crestas que divergen de un punto elevado central.

g) Filas festoneadas de arena orientadas en ángulos rectos según la dirección del viento.

19. Aunque las dunas de arena son los depósitos eólicos mejor conocidos, las acumulaciones de loess son muy significativas en algunas partes del mundo. ¿Qué es el loess? ¿Dónde se encuentran estos depósitos? ¿Cuáles son los orígenes de este sedimento?

Términos fundamentales

abanico aluvial
abrasión
bajada
barján
cara de deslizamiento
carga de fondo
carga suspendida
corriente efímera
deflación
depresión de deflación
desierto
desierto de sombra pluviométrica
drenaje interior
duna
duna barjanoide
duna en estrella
duna longitudinal
duna parabólica
duna transversa
estepa
estrato cruzado
inselberg
lago-playa
loess
pavimento desértico
playa
saltación
ventifacto
yardang

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición.* Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 20

Líneas de costa

La línea litoral: una interfase dinámica

La zona costera

Olas
- Características de las olas
- Movimiento orbital circular
- Olas en la zona de rompiente

Erosión causada por las olas

Movimiento de la arena de la playa
- Movimiento perpendicular a la línea de costa
- Refracción de las olas
- Deriva y corrientes litorales

Características de la línea de costa
- Formas de erosión
- Formas deposicionales
- El litoral en desarrollo

Estabilización de la costa
- Estabilización firme
- Alternativas a la estabilización firme
- Problemas de erosión a lo largo de las costas estadounidenses

Clasificación de las costas
- Costas de emersión
- Costas de inmersión

Mareas
- Causas de las mareas
- Ciclo mensual de las mareas
- Modelos mareales
- Corrientes mareales
- Mareas y rotación de la Tierra

Las incansables aguas del océano están constantemente en movimiento. Los vientos generan corrientes superficiales, la gravedad de la Luna y del Sol produce mareas y las diferencias de densidad crean circulación en el océano profundo. Además, las olas transportan la energía de las tormentas a costas distantes, donde su efecto erosiona el terreno.

Las líneas de litorales son ambientes dinámicos. Su topografía, su composición geológica y su clima varían enormemente de un lugar a otro. Los procesos continentales y oceánicos convergen a lo largo de las costas y crean paisajes que con frecuencia experimentan cambios rápidos. Cuando se trata del depósito de sedimentos, constituyen zonas de transición entre los ambientes marino y continental.

La línea litoral: una interfase dinámica

En ningún otro lugar es más perceptible la naturaleza incansable del agua oceánica que a lo largo del litoral: la superficie de contacto dinámico entre el aire, la tierra y el mar. Una *interfase* es un límite común en el que diferentes partes de un sistema interactúan. Ésta es sin duda una designación adecuada para la zona costera. En este lugar podemos observar la elevación y el descenso rítmicos de las mareas, así como la constante ondulación y ruptura de las olas. A veces, las olas son bajas y suaves. En otras ocasiones sobrepasan la costa con una furia pavorosa.

Aunque puede no resultar obvio, la línea litoral está siendo modificada constantemente por las olas. Por ejemplo, a lo largo de Cape Cod, Massachussets, la actividad de las olas está erosionando los acantilados de sedimento glaciar poco consolidado con tanta agresividad que aquéllos están retrocediendo tierra adentro a un ritmo de hasta 1 metro al año (Figura 20.1A). Por el contrario, en Point Reyes, California, los acantilados de lecho de roca mucho más resistente son menos sensibles al ataque de las olas y, por consiguiente, están retrocediendo mucho más despacio (Figura 20.1B). En los dos litorales, la actividad de las olas está moviendo sedimento a lo largo de la costa y construyendo estrechas barras de arena que sobresalen y atraviesan algunas bahías.

La naturaleza de las líneas litorales actuales no es el mero resultado del ataque incansable al terreno por parte del mar. De hecho, la costa tiene un carácter complejo que es la consecuencia de procesos geológicos múltiples. Por ejemplo, prácticamente todas las áreas de costa estuvieron afectadas por la elevación global del nivel del mar que acompañó la fusión de los glaciares al final del Pleistoceno. Cuando el mar se introdujo tierra adentro, la línea litoral retrocedió, superponiéndose a paisajes existentes que se habían producido como consecuencia de procesos tan diversos como la erosión por corrientes de agua, la glaciación, la actividad volcánica y las fuerzas de formación de las montañas.

La zona costera actual está experimentando una intensa actividad humana. Por desgracia, las personas a menudo tratamos la línea litoral como si fuera una plataforma estable sobre la cual las estructuras pueden edificarse con toda seguridad. Esta actitud lleva inevitablemente a conflictos entre las personas y la naturaleza. Como veremos, muchas formas costeras, en especial las playas y las islas barrera, son características relativamente frágiles y de vida efímera que constituyen lugares inapropiados para la urbanización.

La zona costera

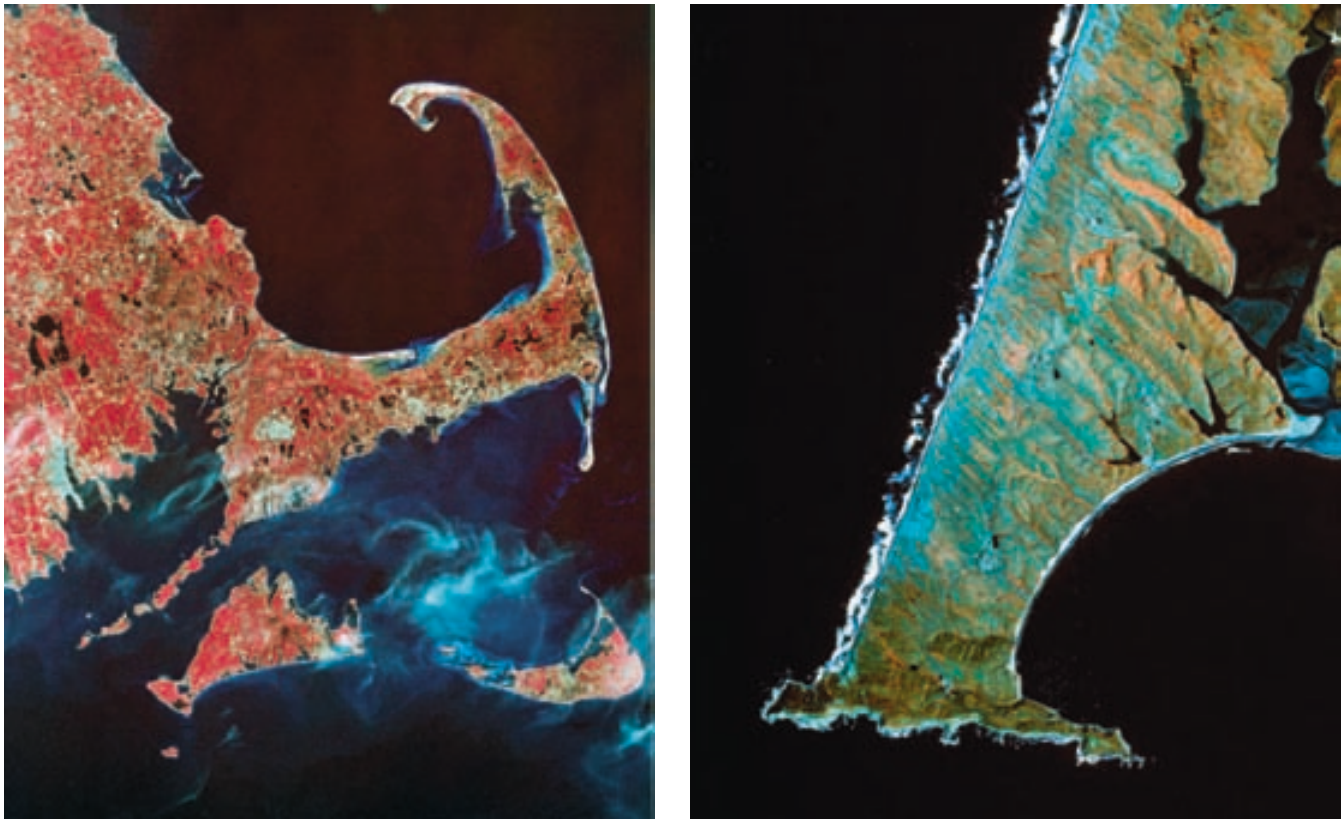
En el lenguaje general se utiliza una serie de términos para referirse al límite entre la tierra y el mar. En la sección anterior, se han utilizado los términos *litoral*, *línea litoral*, *zona costera* y *costa*. Además, al pensar en la interfase tierra-mar, a muchos les viene a la cabeza la palabra *playa*. Dediquemos un momento a aclarar estos términos e introducir otra terminología utilizada por quienes estudian la zona limítrofe entre la tierra y el mar. Le resultará útil observar la Figura 20.2, en la que se representa un perfil idealizado de la zona costera.

La **línea de costa** es la línea que marca el contacto entre la tierra y el mar. Cada día, conforme las mareas suben y bajan, la posición de la línea de costa migra. Durante períodos más prolongados, la posición media de la línea de costa cambia de manera gradual.

El **litoral** es la zona que se extiende entre el nivel de marea más bajo y la mayor elevación de la tierra afectada por las olas de temporal. Por el contrario, la **costa** se extiende tierra adentro desde el litoral hasta donde haya estructuras relacionadas con el océano. La **línea de costa** marca el límite en el lado del mar del litoral, mientras que el límite interior no es siempre evidente ni fácil de determinar.

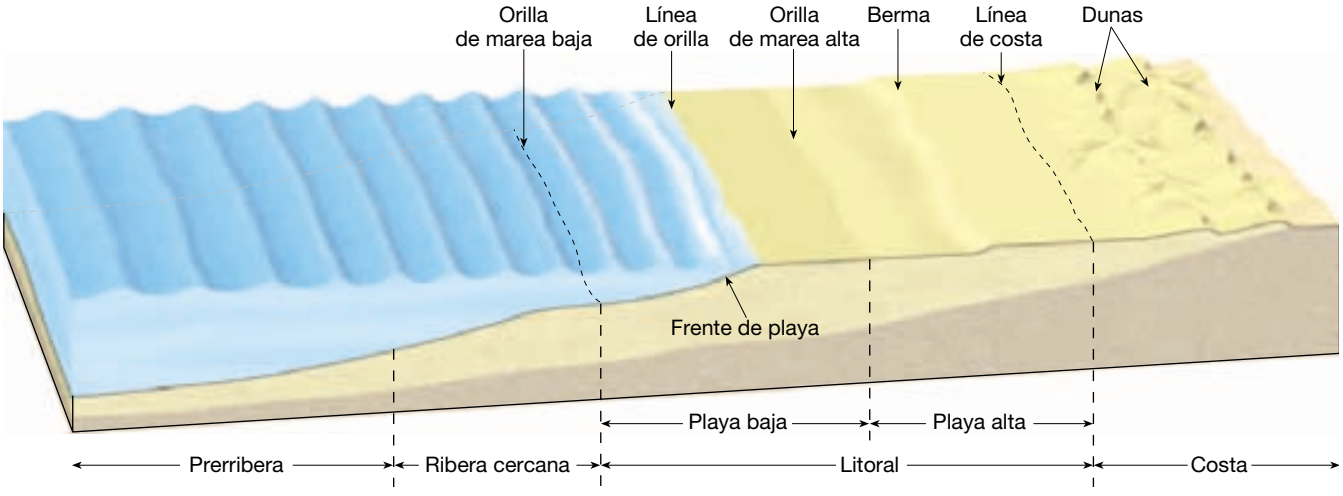
Como se ilustra en la Figura 20.2, el litoral se divide en *playa baja* y *playa alta*. La **playa baja** es la zona que queda expuesta cuando no hay marea (marea baja) y sumergida cuando hay marea (marea alta). La **playa alta** se sitúa en el lado continental de la línea litoral de marea alta. Suele estar seca y las olas la afectan sólo durante los temporales. Con frecuencia se identifican otras dos zonas. La **zona de ribera cercana** yace entre la línea litoral de marea baja y la línea en la que las olas rompen en marea baja. En el lado del mar de la zona de ribera cercana se encuentra la **zona prerribera.**

Para muchos, una playa es la zona de arena donde las personas se tumban para tomar el sol y andan a lo largo de la orilla del agua. Desde el punto de vista técnico, una



A. B.

▲ **Figura 20.1** **A.** En esta imagen por satélite aparece el perfil familiar de Cape Cod. Boston se sitúa en la parte superior izquierda. Las dos grandes islas frente a la costa meridional de Cape Cod son Martha's Vineyard (izquierda) y Nantucket (derecha). Aunque el trabajo de las olas modifica constantemente este paisaje litoral, los procesos de la línea de costa no son los principales responsables de su creación. Antes bien, el tamaño y la forma actuales de Cape Cod son el resultado del posicionamiento de morrenas y otros materiales glaciales depositados durante el Pleistoceno. (Imagen por satélite cortesía de Earth Satellite Corporation/Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.) **B.** Imagen de gran altitud de la zona de Point Reyes al norte de San Francisco, California. Los acantilados orientados al sur de 5,5 kilómetros de longitud en Point Reyes (en la parte inferior de la imagen) están expuestos a toda la fuerza de las olas del océano Pacífico. No obstante, este promontorio retrocede lentamente porque el lecho de rocas del que se formó es muy resistente. (Imagen cortesía de USDA-ASCS.)



▲ **Figura 20.2** La zona litoral está formada por varias partes. La playa es una acumulación de sedimento en el borde continental del océano o de un lago. Puede considerarse un material de tránsito a lo largo de la costa.

playa es una acumulación de sedimento que se encuentra a lo largo del margen continental del océano o un lago. En las costas rectas, las playas pueden extenderse a lo largo de decenas o centenares de kilómetros. Cuando las costas son irregulares, la formación de la playa puede quedar confinada a las aguas relativamente tranquilas de las bahías.

Las playas consisten en una o más **bermas,** que son plataformas relativamente planas que suelen estar compuestas por arena y son adyacentes a las dunas costeras o los acantilados y están marcadas por un cambio de pendiente en el límite del lado del mar. Otra parte de la playa es el **frente de playa,** que es la superficie inclinada húmeda que se extiende desde la berma hasta la línea litoral. Cuando las playas tienen arena, quienes toman el sol suelen preferir la berma, mientras que quienes andan prefieren la arena húmeda compacta del fondo de playa.

Las playas están compuestas por cualquier material abundante en la zona. El sedimento de algunas playas se deriva de la erosión de los acantilados adyacentes o las montañas costeras próximas. Otras playas se forman a partir de sedimentos que los ríos depositan en la costa.

Aunque la composición mineral de muchas playas está dominada por granos resistentes de cuarzo, pueden dominar otros minerales. Por ejemplo, en zonas como el sur de Florida, donde no hay montañas ni otras fuentes próximas de minerales que formen rocas, la mayoría de playas está compuesta por fragmentos de caparazones y restos de organismos que habitan en las aguas litorales. Algunas playas de islas volcánicas en el mar abierto están compuestas por granos meteorizados de lava basáltica que conforman las islas o por derrubios gruesos erosionados de los arrecifes de coral que se desarrollan alrededor de las islas en latitudes bajas.

Con independencia de la composición, el material que conforma la playa no permanece en un lugar. Por el contrario, las olas rompientes lo mueven constantemente. Por consiguiente, puede considerarse que las playas son material en tránsito a lo largo del litoral.

Olas



Líneas de costa
▼ **Olas y playas**

Las *olas oceánicas* son energía que se desplaza a lo largo de la interfase entre el océano y la atmósfera, y a menudo transfieren energía de un temporal en alta mar a distancias de varios miles de kilómetros. Por ese motivo, incluso en los días de calma el océano todavía tiene olas que se desplazan por su superficie. Al observar las olas, recordemos siempre que estamos viendo el movimiento de la *energía* a través de un medio (agua). Si fabricamos olas tirando una piedra a un estanque, tirándonos a una piscina o soplando en la superficie de una taza de café, estamos transmitiendo *energía* al agua, y las olas que vemos no son sino la evidencia visible de la energía que estamos transmitiendo.

Las olas generadas por el viento proporcionan la mayor parte de la energía que conforma y modifica las líneas litorales. Allí donde se encuentran el mar y la tierra, las olas, que quizá hayan viajado durante centenares o miles de kilómetros sin impedimento, encuentran súbitamente una barrera que no les permitirá avanzar más y deben absorber su energía. Dicho de otra manera, el litoral es el lugar donde una fuerza prácticamente irresistible se enfrenta con un objeto casi inamovible. El conflicto que se produce es interminable y a veces espectacular.

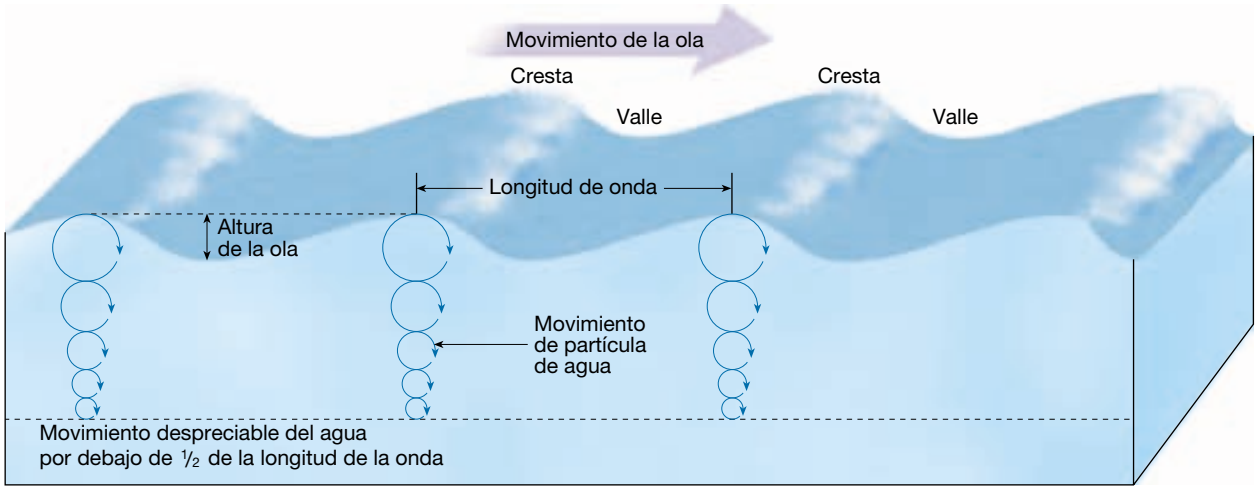
Características de las olas

La energía y el movimiento de la mayoría de las olas derivan del viento. Cuando una brisa es inferior a 3 kilómetros por hora, sólo aparecen pequeñas ondulaciones. Cuando el viento sopla a velocidades superiores, se van formando de manera gradual olas más estables, que avanzan con el viento.

En la Figura 20.3, en la que aparece una forma ondulada simple que no rompe, se ilustran las características de las olas oceánicas. La parte superior de las olas son las *crestas*, que están separadas por *valles*. A medio camino entre las crestas y los valles se encuentra el *nivel de aguas tranquilas*, que es el nivel que ocuparía el agua si no hubiera olas. La distancia vertical entre el valle y la cresta es la **altura de ola** y la distancia horizontal entre crestas sucesivas es la **longitud de onda.** El tiempo que tarda una ola entera (una longitud de onda) en pasar una posición fija se denomina **período de ola.**

La altura, la longitud y el período que una onda acaba por alcanzar dependen de tres factores: (1) la velocidad del viento; (2) el tiempo durante el cual el viento ha soplado, y (3) el **fetch,** o distancia que el viento ha recorrido a través de mar abierto. A medida que aumenta la cantidad de energía transferida desde el viento al agua, aumenta también la altura y la pendiente de las olas. Por fin, se alcanza un punto crítico, en el cual las olas se hacen tan altas que se vuelcan, formando lo que se conoce como *palomillas*.

Para una velocidad de viento concreta, hay un fetch y una duración del viento máximos más allá de los cuales las olas ya no aumentarían de tamaño. Cuando se alcanzan el fetch y la duración máximos para una velocidad de viento determinada, se dice que las olas están «completamente desarrolladas». La razón de que las olas no puedan crecer más es que pierden tanta energía mediante la



▲ **Figura 20.3** Diagrama idealizado de una ola oceánica no rompiente que muestra las partes básicas de una ola, así como el movimiento de las partículas de agua en la profundidad. Debajo de una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda (el nivel de la línea punteada) se produce un movimiento despreciable del agua.

formación de palomillas como la que están recibiendo del viento.

Cuando el viento cesa o cambia de dirección, o si las olas dejan el área tormentosa donde se crearon, continúan sin relación con los vientos locales. Las olas experimentan también un cambio gradual a *marejadas* que son más bajas y largas, y pueden transportar la energía de la tormenta a costas lejanas. Dado que existen muchos sistemas de olas independientes al mismo tiempo, la superficie del mar adquiere un modelo complejo e irregular. Por consiguiente, las olas del mar que vemos desde la costa son a menudo una mezcla de marejadas de tormentas distantes y olas creadas por los vientos locales.

Movimiento orbital circular

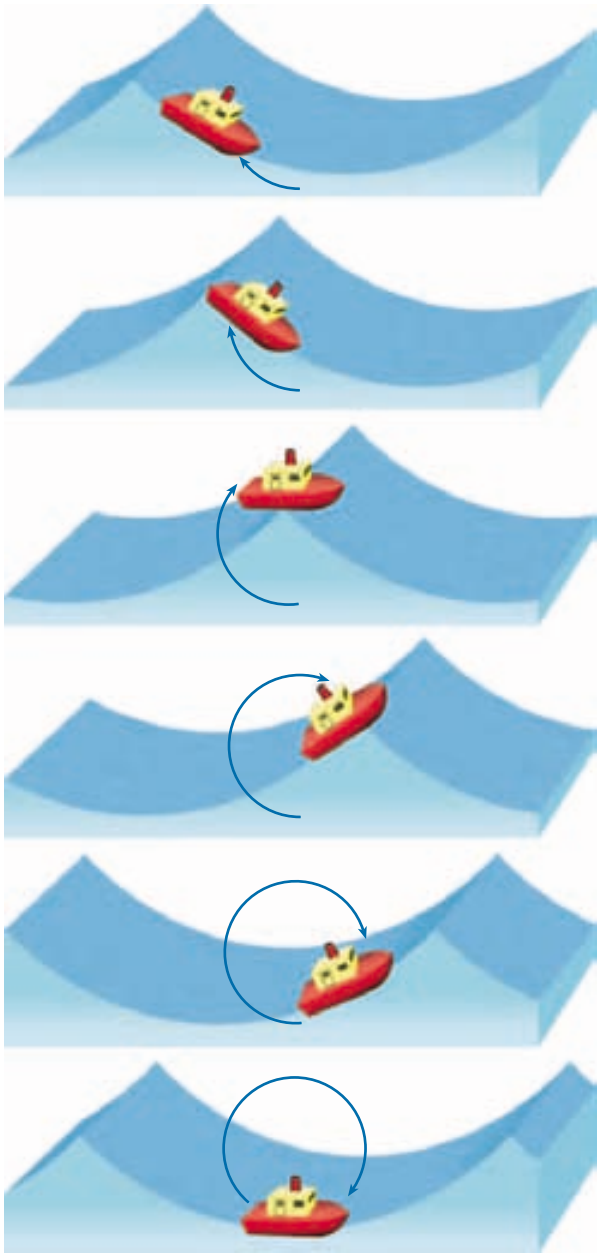
Las olas pueden recorrer grandes distancias a través de las cuencas oceánicas. En un estudio, se siguió el movimiento de las olas generadas cerca de la Antártida durante su desplazamiento a través de la cuenca del océano Pacífico. Tras más de 10.000 kilómetros, las olas acabaron disipando su energía una semana después en la línea de costa de las islas Aleutianas de Alaska. El agua en sí misma no recorre toda la distancia, pero sí lo hace la forma de onda. A media que la ola se desplaza, el agua transfiere la energía moviéndose en círculo. Este movimiento se denomina *movimiento orbital circular*.

La observación de un objeto que flote sobre las olas revela que no sólo se mueve arriba y abajo, sino que también tiene un ligero movimiento adelante y atrás con cada ola sucesiva. En la Figura 20.4 se muestra que un objeto flotante se mueve hacia delante y hacia atrás a medida que se aproxima la cresta, arriba y adelante cuando la cresta pasa, abajo y adelante después de la cresta, abajo y atrás cuando se aproxima el valle, y de nuevo arriba y atrás cuando avanza la próxima cresta. Cuando se traza el movimiento del barco de juguete que aparece en la Figura 20.4 al pasar la cresta, puede observarse que el barco se mueve en círculo y regresa esencialmente al mismo lugar. El movimiento orbital circular permite que la forma ondulada (la forma de la ola) avance *a través del agua* mientras que cada partícula de agua que transmite la ola se mueve en círculo. El viento que se mueve a través de un campo de trigo provoca un fenómeno similar: el trigo en sí no se desplaza a través del campo, pero sí lo hacen las ondas.

La energía aportada por el viento al agua es transmitida no sólo a lo largo de la superficie del mar, sino también hacia abajo. Sin embargo, debajo de la superficie, el movimiento circular disminuye rápidamente hasta que, a una profundidad igual a aproximadamente la mitad de la longitud de ola medida desde el nivel de aguas tranquilas, el movimiento de las partículas de agua resulta despreciable. Esta profundidad es conocida como *base del oleaje*. La espectacular disminución de la energía de la ola con la profundidad se muestra en la Figura 20.3 mediante los diámetros rápidamente decrecientes de las órbitas de la partícula de agua.

Olas en la zona de rompiente

Cuando una ola está en zona de aguas profundas no se ve afectada por la profundidad del agua (Figura 20.5, *izquierda*). Sin embargo, cuando se aproxima al litoral, el agua se hace más somera e influye en el comportamiento



▲ **Figura 20.4** Los movimientos de un barco de juguete demuestran que la forma de la ola avanza, pero que el agua no avanza de manera perceptible desde su posición original. En esta secuencia, la ola se mueve de izquierda a derecha cuando el barco (y el agua en la cual está flotando) gira en un círculo imaginario.

de la ola. La ola empieza a «sentir el fondo» a una profundidad del agua igual al de la base del oleaje. Esas profundidades interfieren en el movimiento del agua en la base de la ola y ralentizan su avance (Figura 20.5, *centro*).

A medida que la ola avanza hacia el litoral, las olas ligeramente más rápidas se lanzan hacia delante, reduciendo la longitud de la ola. A medida que la velocidad y la longitud de la ola disminuyen, esta última aumenta su altura. Por último, alcanza un punto crucial cuando la ola es demasiado empinada para mantenerse y el frente de la ola se desploma o *rompe* (Figura 20.5, *derecha*), haciendo que el agua avance encima de la costa.

El agua turbulenta creada por las olas rompientes se denomina **arrastre.** En el margen tierra adentro de la zona de rompiente, la lámina turbulenta del agua creada por las rompientes que asciende por la pendiente de la playa se denomina *batida.* Cuando la energía de la batida se ha disipado, el agua vuelve desde la playa hacia la zona de rompiente, en lo que se conoce como *resaca.*

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Qué son las olas mareales?

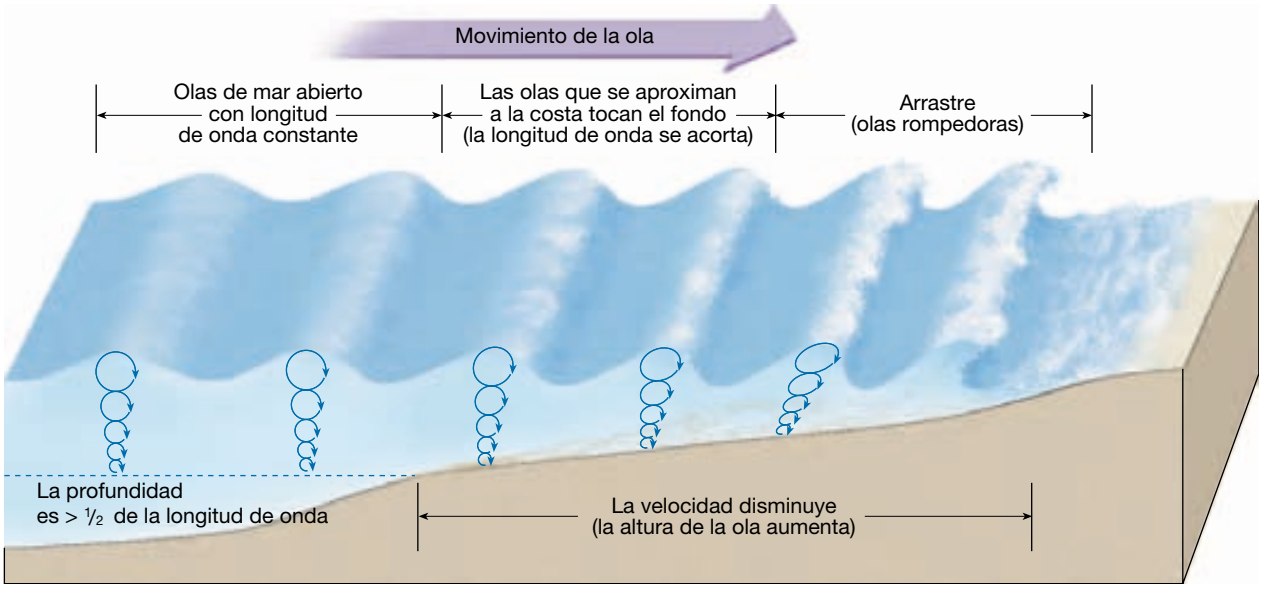
Las olas mareales, más conocidas como *tsunami* (*tsu* = puerto; *nami* = ola), no tienen nada que ver con las mareas. Son olas de gran longitud de onda, que se mueven rápido, suelen ser grandes y a veces destructivas; se originan a partir de cambios súbitos en la topografía del fondo oceánico. Son provocadas por un desplazamiento de falla submarina, avalanchas submarinas o erupciones volcánicas submarinas. Puesto que los mecanismos que provocan tsunamis suelen ser acontecimientos sísmicos, los tsunamis se denominan acertadamente *olas marinas sísmicas.* En el Capítulo 11, «Los terremotos», se tratan con mayor profundidad las características de los tsunamis y sus efectos destructivos.

Erosión causada por las olas



Líneas de costa
▼ Erosión causada por las olas

Cuando el tiempo es tranquilo la acción de las olas es mínima. Sin embargo, igual que las corrientes de agua realizan la mayor parte de su trabajo durante las inundaciones, las olas llevan a cabo la mayor parte del suyo durante las tormentas (*véase* Recuadro 20.1). El impacto de las elevadas olas de tormenta contra la costa puede ser pavoroso por su violencia. Cada ola rompiente puede lanzar miles de toneladas de agua contra la tierra, haciendo a veces, literalmente, que el terreno tiemble. Por ejemplo, las presiones ejercidas por las olas atlánticas en invierno alcanzan una media de casi 10.000 kilogramos por metro cuadrado. Durante las tormentas, la fuerza es incluso mayor. Durante una de esas tormentas, una porción de acero y cemento de 1.350 toneladas de un rompeolas fue



▲ **Figura 20.5** Cambios que se producen cuando una ola se mueve sobre el litoral. Las olas tocan el fondo cuando topan con profundidades de agua inferiores a la mitad de la longitud de onda. La velocidad de la ola disminuye y las olas se amontonan contra el litoral, haciendo que la longitud de onda disminuya, lo cual resulta en un aumento de la altura de la ola hasta el punto en el que las olas caen adelante y rompen en la zona de arrastre.

desgarrada del resto de la estructura y desplazada a una posición inútil hacia la costa en Wick Bay, Escocia. Cinco años después la unidad de 2.600 toneladas que sustituyó a la primera siguió un destino similar.

Hay muchas historias de este tipo que demuestran la gran fuerza de las olas rompientes. No sorprende que se abran rápidamente grietas y hendiduras en los acantilados, los diques, los rompeolas y cualquier otra cosa que esté sometida a esos enormes impactos. El agua es forzada al interior de cualquier abertura, lo que hace que el aire de las grietas se comprima mucho por el empuje de las olas. Cuando la ola baja, el aire se expande rápidamente, desalojando fragmentos de roca, aumentando de tamaño y extendiendo las fracturas.

Además de la erosión causada por el impacto y la presión de la ola, la **abrasión** (la acción de sierra y molienda del agua armada con fragmentos de roca) es también importante. De hecho, la abrasión es probablemente más intensa en la zona de rompiente que en cualquier otro entorno. Las piedras lisas y redondas, y los cantos rodados a lo largo de las costas son recordatorios obvios de la incesante acción de molienda de roca contra roca en la zona de rompiente. Además, las olas utilizan esos fragmentos como «herramientas» cuando cortan horizontalmente el terreno.

A lo largo de las líneas litorales compuestas por material no consolidado más que por roca dura, la velocidad de erosión por las olas rompientes puede ser extraordinaria. En zonas de Gran Bretaña, donde las olas tienen la fácil tarea de erosionar depósitos glaciares de arena, grava y arcilla, la costa ha retrocedido de 3 a 5 kilómetros desde la época de los romanos (hace 2.000 años), barriendo muchos pueblos y lugares antiguos de gran notoriedad.

Movimiento de la arena de la playa

A veces las playas se denominan «ríos de arena». El motivo es que la energía de las olas rompientes suele hacer que grandes cantidades de arena se muevan a lo largo del fondo de playa y en la zona de arrastre casi en paralelo a la línea de costa. La energía de las olas también hace que la arena se mueva perpendicularmente a la línea litoral (acercándose y alejándose de ella).

Movimiento perpendicular a la línea de costa

Si alguien permanece de pie en la playa con el agua por los tobillos, observará que la batida y la resaca mueven arena hacia la línea de costa y lejos de ésta. El que se produzca pérdida neta o adición de arena depende del nivel de actividad de las olas. Cuando la actividad de las olas es relativamente suave (olas menos activas), gran parte de la batida penetra en la playa, lo cual reduce la resaca. Por consiguiente, la batida domina y provoca un movimiento neto de arena en el fondo de playa hacia la berma.

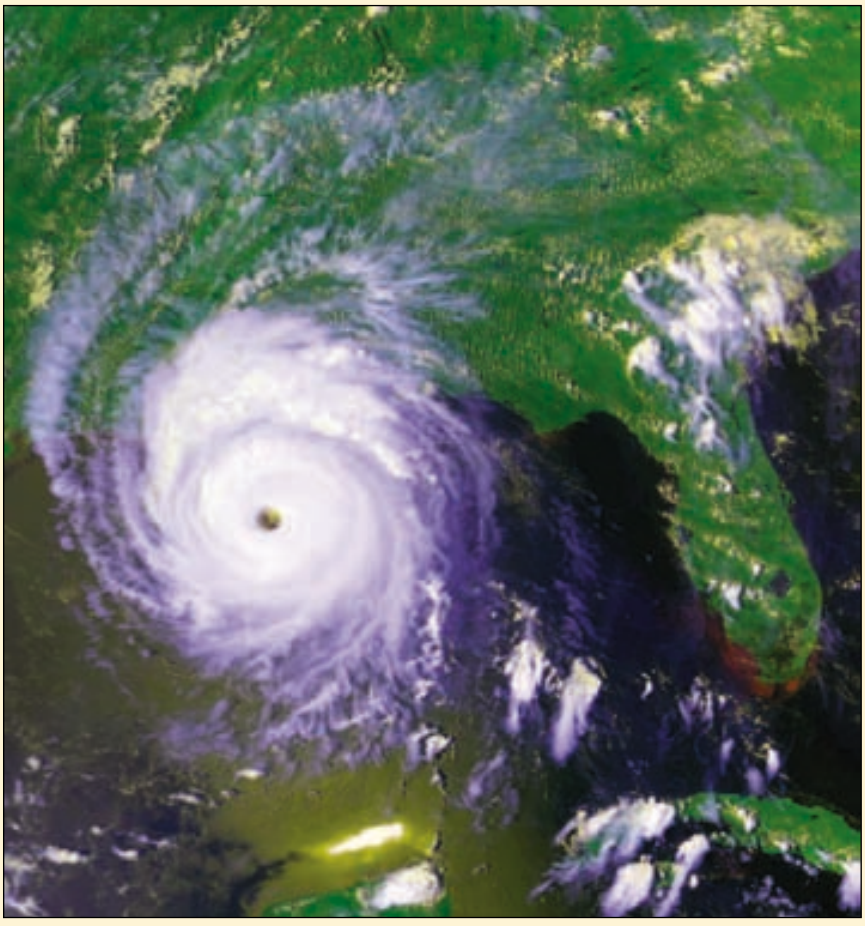


Recuadro 20.1 ▶ El hombre y el medio ambiente

Los huracanes: el máximo peligro en la costa

Los ciclones tropicales en espiral que en ocasiones tienen velocidades eólicas superiores a los 300 kilómetros por hora se conocen en Estados Unidos como *huracanes:* las mayores tormentas de la Tierra (Figura 20.A). En el Pacífico occidental son denominados *tifones*, y en el océano Índico se llaman simplemente *ciclones*. No importa qué nombre se utilice, estas tormentas se cuentan entre los desastres naturales más destructivos. Cuando un huracán llega a tierra, es capaz de aniquilar las zonas costeras y causar la muerte a decenas de miles de personas.

La gran mayoría de muertes y daños relacionados con los huracanes son provocados por tormentas relativamente infrecuentes aunque potentes. Una tormenta que azotó la confiada población de Galveston, Texas, en 1900, no sólo fue el huracán más mortal que nunca se haya producido en Estados Unidos, sino que es el desastre natural *de cualquier tipo* más mortífero que ha afectado a Estados Unidos en el siglo XX. Más de 8.000 personas murieron. La tragedia de Galveston sucedió mucho antes del desarrollo del radar meteorológico, los satélites y los aviones de reconocimiento. Es muy poco probable que vuelva a producirse una pérdida tan grande de vidas. Sin embargo, las costas estadounidenses son vulnerables. La población se está mudando en masa a zonas cercanas al océano. Se prevé que la proporción de población estadounidense que resida dentro de los 75 kilómetros de costa en 2010 superará el 50 por ciento. La concentración de cantidades tan grandes de habitantes cerca de la línea de costa significa que los huracanes ponen a millones de personas en peligro. Además, los posibles costes de los daños a la propiedad son increíbles.



▲ **Figura 20.A** Imagen de satélite del huracán Andrew aproximándose a la costa de Louisiana el 25 de agosto de 1992. El huracán Andrew arrasó el sur de Florida y luego, tras cruzar el golfo de México, azotó Louisiana. A lo largo de su recorrido, la tormenta dio origen a oleadas de temporal de 5,5 metros y a vientos sostenidos máximos de 266 kilómetros por hora. El Andrew provocó daños por el valor de 25.000 millones de dólares y se cobró más de 60 vidas. (Imagen de la NASA.)

La cantidad de daños causados por un huracán depende de varios factores, como el tamaño y la densidad de población de la zona afectada y la forma del fondo oceánico cerca de la costa. Por supuesto, el factor más significativo es la fuerza de la propia tormenta. Mediante el estudio de tormentas en el pasado, se ha establecido una escala para clasificar las intensidades relativas de los huracanes. Como se indica en la Tabla 20.A, una tormenta de *categoría 5* es la peor posible, mientras que un huracán de *categoría 1* es el menos grave.

Durante la estación de los huracanes es habitual oír a los científicos, así como a los reporteros, utilizar las cifras de la *escala de huracanes Saffir-Simpson*. El famoso huracán de Galveston que acabamos de mencionar, con vientos que superaban los 209 kilómetros por hora y una presión de 931 milibares, se situaría en la categoría 4. Las tormentas incluidas en la categoría 5 son raras. El huracán Camille, una tormenta que se produjo en 1969 y provocó daños catastróficos a lo largo de la costa del Mississippi, es un ejemplo bien conocido (*véase* Figura 20.B).

Los daños provocados por los huracanes pueden dividirse en tres categorías: (1) oleada de temporal, (2) daños eólicos e (3) inundación de agua dulce tierra adentro.

Oleaje de temporal

Sin duda, los daños más devastadores de la zona costera son provocados por el oleaje de temporal (Figura 20.B). No sólo representa una gran parte de las pérdidas

Tabla 20.A Escala de huracanes Saffir-Simpson

Número de escala (categoría)	Presión central (milibares)	Velocidad del viento (KPH)	Oleada de temporal (metros)	Daños
1	≥980	119-153	1,2-1,5	Mínimos
2	965-979	154-177	1,6-2,4	Moderados
3	945-964	178-209	2,5-3,6	Extensos
4	920-944	210-250	3,7-5,4	Extremos
5	<920	>250	>5,4	Catastróficos

de propiedad en la costa, sino que también es responsable del 90 por ciento del total de muertes causadas por los huracanes. Un *oleaje de temporal* es una bóveda de agua de 65 a 80 kilómetros de ancho que barre la costa cerca del punto donde el centro (ojo) del huracán recala. El principal proceso responsable de la creación del oleaje de temporal es la «acumulación» de agua oceánica por parte de las brisas marinas. Los vientos del huracán empujan el agua hacia la costa, lo cual provoca la elevación del nivel del mar y, a la vez, produce una actividad violenta de las olas.



▲ **Figura 20.B** En 1969 el huracán Camille azotó la costa del Mississippi. Se trató de una infrecuente tormenta de categoría 5. Estas fotografías clásicas documentan la fuerza devastadora de un oleaje de temporal de 7,5 metros del temporal en Pass Christian. **A.** Los apartamentos Richelieu antes del huracán. Este edificio de tres plantas de aspecto sólido se encontraba justo al otro lado de la carretera de la playa. **B.** Los mismos apartamentos después del huracán. (Propiedad de Chauncey T. Hinman.)

Daños eólicos

La destrucción provocada por el viento es quizá el tipo más evidente de daños causados por los huracanes. Para algunas estructuras, la fuerza del viento basta para provocar la ruina total. Las caravanas son particularmente vulnerables. Además, los fuertes vientos pueden crear una peligrosa cortina de derrubios voladores. En las regiones con buenos códigos de construcción, los daños eólicos no suelen ser tan catastróficos como los daños causados por el oleaje de temporal. Sin embargo, los vientos huracanados afectan a una zona mucho mayor que el oleaje de temporal y pueden provocar pérdidas económicas enormes. Por ejemplo, en agosto de 1992, cuando el huracán Andrew azotó el sur de Florida y la costa de Louisiana, los daños (en especial eólicos) superaron los 25.000 millones de dólares. Fue el desastre natural más costoso de la historia de Estados Unidos.

A veces los huracanes producen tornados que contribuyen al poder destructivo de la tormenta. Alrededor de la mitad de los huracanes que recalan en Estados Unidos producen al menos un tornado. En 1967, el huracán Beulah produjo 141 tornados, ¡el segundo mayor brote jamás registrado!

Inundación tierra adentro

Las lluvias torrenciales que acompañan a la mayoría de huracanes representan una tercera amenaza significativa: la inundación. Si bien los efectos del oleaje de temporal y los fuertes vientos se concentran en las zonas litorales, las fuertes lluvias pueden afectar a lugares situados a centenares

de kilómetros del litoral durante varios días después de que la tormenta haya perdido sus vientos huracanados.

En septiembre de 1999 el huracán Floyd trajo lluvias torrenciales, fuertes vientos y mar gruesa a una gran parte de la costa atlántica. Más de 2,5 millones de personas fueron evacuadas de sus casas de Florida en dirección al norte hacia las dos Carolinas y más allá. Fue la mayor evacuación en tiempos de paz de la historia de Estados Unidos. Las lluvias torrenciales que cayeron en el suelo ya saturado crearon una inundación tierra adentro devastadora. En total, el Floyd descargó más de 48 centímetros de lluvia en Wilmington, Carolina del Norte, 33,98 cm en un solo intervalo de 24 horas.

En resumen, los enormes daños y muertes de la zona litoral pueden ser consecuencia del oleaje de temporal, los fuertes vientos y las lluvias torrenciales. Cuando se producen muertes, éstas suelen ser provocadas por los oleajes de temporal, que pueden devastar por completo islas de barrera o zonas en el interior de unos pocos bloques de la costa. Aunque los daños eólicos no suelen ser tan catastróficos como los oleajes de temporal, afectan a una zona mucho mayor. Cuando las normas de construcción no son adecuados, las pérdidas económicas pueden ser especialmente graves. Dado que los huracanes se debilitan a medida que avanzan tierra adentro, la mayor parte de los daños eólicos se produce en los primeros 200 kilómetros del litoral. Lejos de la costa, una tormenta debilitada puede producir inundaciones extensas mucho después de que los vientos hayan disminuido por debajo de los niveles huracanados. Algunas veces, los daños provocados por inundaciones tierra adentro superan la destrucción causada por los oleajes de temporal.

Cuando predominan las olas muy activas, la playa está saturada por las olas anteriores y, por tanto, una parte mucho menor de la batida penetra. Como consecuencia, la berma se erosiona porque la resaca es fuerte y provoca un movimiento neto de arena que desciende por el fondo de playa.

A lo largo de muchas playas, la actividad de las olas suaves es la norma durante el verano. Por tanto, se desarrolla de manera gradual una amplia berma de arena. Durante el invierno, cuando las tormentas son frecuentes y más potentes, la fuerte actividad de las olas erosiona y reduce la berma. Una berma amplia, que puede haber tardado meses en formarse, puede reducirse espectacularmente en sólo unas pocas horas por las olas muy activas creadas por una fuerte tormenta de invierno.



▲ **Figura 20.6** Flexura de ola alrededor del límite de una playa en Stinson Beach, California. (Foto de James E. Patterson.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Durante una fuerte actividad de las olas, ¿adónde va la arena de la berma?

El movimiento orbital de las olas es demasiado somero para alejar mucho la arena del fondo de playa. Por consiguiente, la arena se acumula justo detrás del final de la zona de arrastre y forma una o más barras de arena de prerribera denominadas barras de arena litorales.

Refracción de las olas

La flexura de las olas, denominada **refracción de las olas,** desempeña un papel importante en los procesos de la línea litoral (Figura 20.6). Afecta a la distribución de la energía a lo largo de la costa y, por tanto, influye mucho sobre dónde y en qué medida tendrán lugar la erosión, el transporte de sedimento y su depósito.

Las olas rara vez se aproximan directamente a la costa. Antes bien, la mayoría de las olas se mueve hacia la costa siguiendo un determinado ángulo. Sin embargo, cuando alcanzan el agua somera de un fondo suavemente inclinado, se doblan y tienden a colocarse en paralelo al litoral. Esta flexura se produce porque la parte de la ola que está más cerca de la costa alcanza el agua superficial y disminuye de velocidad primero, mientras que el extremo que está todavía en aguas profundas continúa moviéndose hacia delante con toda su velocidad. El resultado neto es un frente de ola que puede acercarse casi en paralelo a la costa con independencia de la dirección original de la ola.

Debido a la refracción, el impacto de la ola se concentra contra los laterales y los extremos de los frentes de tierra que se proyectan en el agua, mientras que, en las bahías, el ataque de la ola es más débil. Este ataque

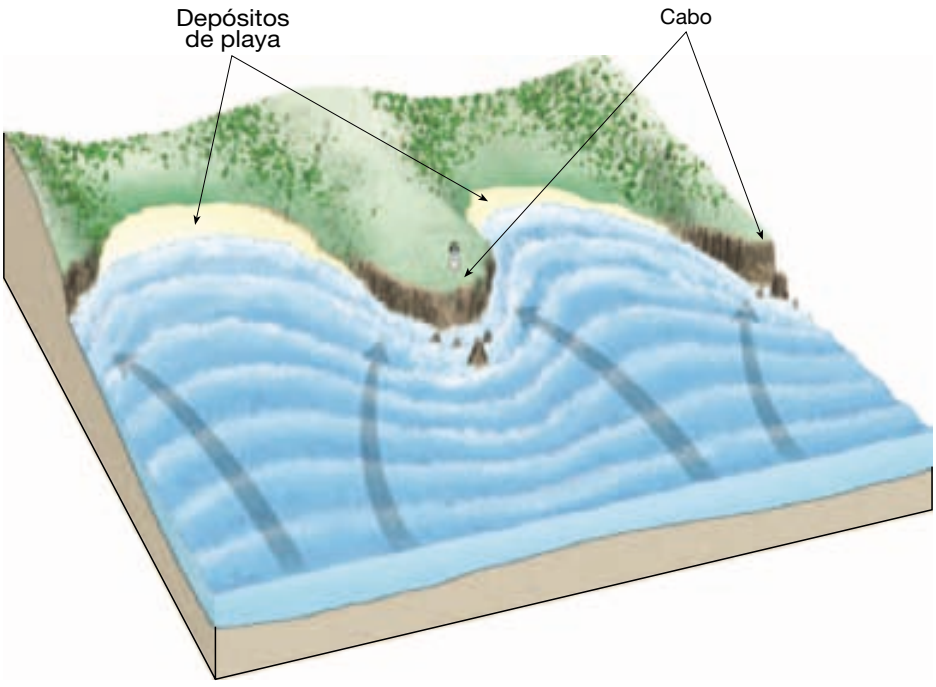
diferencial de las olas a lo largo de líneas de costa irregulares se ilustra en la Figura 20.7. Dado que las olas alcanzan el agua superficial situada delante del cabo antes que en las bahías adyacentes, se arquean en una posición más paralela a la tierra que sobresale y la golpean por los tres costados. Por el contrario, en las bahías, la refracción hace que las olas diverjan y gasten menos energía. En esas zonas de actividad debilitada de las olas, los sedimentos pueden acumularse y formarse playas de arena. Durante largos períodos, la erosión de los cabos y la sedimentación en las bahías producirá una línea de costa irregular.

Deriva y corrientes litorales

Aunque las olas se refractan, la mayoría sigue alcanzando la orilla con un cierto ángulo, aunque ligero. Por consiguiente, la subida precipitada del agua desde cada ola rompiente a un ángulo oblicuo a la línea litoral. Sin embargo, la resaca desciende recta por la pendiente de la playa. El efecto de este modelo de movimiento del agua es el transporte de sedimento según un modelo en zigzag a lo largo del fondo de playa (Figura 20.8). Este movimiento se denomina **deriva litoral o de playa,** y puede transportar arena y cantos rodados centenares o incluso miles de metros cada día. No obstante, una velocidad más típica es de 5 a 10 metros por día.

Las olas oblicuas producen también corrientes dentro de la zona de rompiente que fluyen en paralelo a la línea de costa y mueven sustancialmente más sedimento que la deriva litoral. Dado que el agua aquí es turbulenta, estas **corrientes litorales** mueven con facilidad la fina arena suspendida y remueven la grava y la arena más grande a lo largo del fondo. Cuando el sedimento transportado por las corrientes litorales se añade a la cantidad movida por la deriva litoral, la cantidad total puede ser muy grande. En Sandy Hook, Nueva Jersey, por ejemplo, la cantidad de arena transportada a lo largo de la costa durante un período de 48 años ha sido de una media de casi 750.000 toneladas al año. Durante un período de 10 años, en Oxnard, California, se movieron más de 1,5 millones de toneladas de sedimento a lo largo de la costa cada año.

Tanto los ríos como las zonas costeras mueven agua y sedimento de una zona (*corriente arriba*) a otra (*corriente abajo*). Por consiguiente, la playa se ha caracterizado a menudo como un «río de arena». La deriva y las corrientes litorales, sin embargo, se mueven en zigzag, mientras que los ríos fluyen en gran parte de una manera turbulenta, arremolinada. Además, la dirección de flujo de las corrientes litorales a lo largo de la línea de costa puede cambiar, mientras que los ríos fluyen en la misma dirección (descendente). La dirección de las corrientes litorales cambia porque la dirección en la que las olas se aproximan a la playa cambia según la estación. Sin embargo, las corrientes litorales fluyen, en general, hacia el sur a lo largo de las costas atlántica y pacífica de Estados Unidos.



◀ **Figura 20.7** Refracción de las olas a lo largo de una línea de costa irregular. Dado que las olas tocan primero el fondo en la parte somera de los cabos, su velocidad disminuye, lo cual hace que las olas se refracten y se alineen casi en paralelo a la línea de costa. Eso hace que la energía de las olas se concentre en los cabos (lo que provoca erosión) y se disperse en las bahías (lo que provoca la sedimentación).

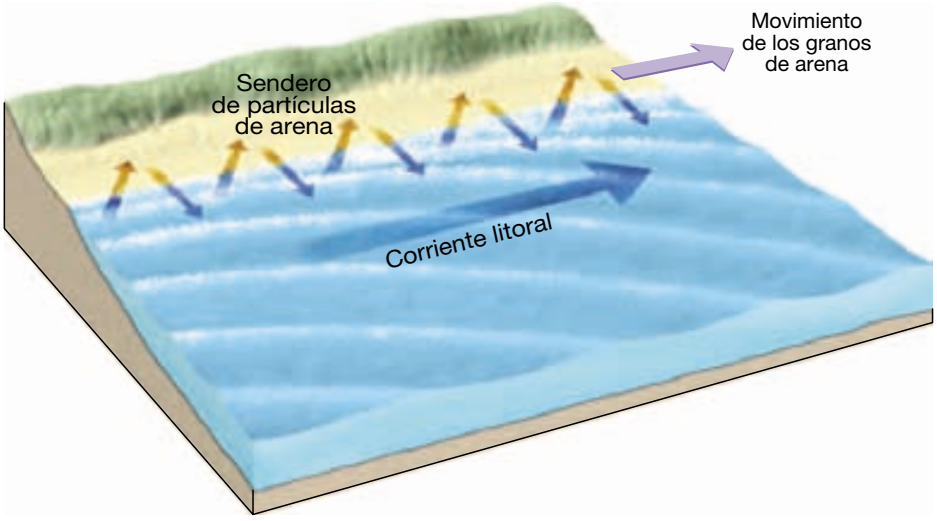


Figura 20.8 La deriva litoral y las corrientes litorales se crean por olas que rompen en sentido oblicuo. La deriva litoral se produce cuando las olas entrantes transportan arena en sentido oblicuo y ascendente hacia la playa, mientras que el agua procedente de las olas exhaustas la lleva directamente pendiente abajo de la playa. Movimientos similares se producen a lo largo de la prerribera en la zona de arrastre para crear la corriente litoral. Estos procesos transportan grandes cantidades de material a lo largo de la playa y en la zona de arrastre.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Las corrientes de resaca son lo mismo que las corrientes litorales?

No. Las corrientes litorales tienen lugar en la zona de arrastre y se mueven casi en paralelo a la costa. Por el contrario, las corrientes de resaca se producen en perpendicular al litoral y se mueven en la dirección opuesta a la de las olas rompientes. La mayor parte de la resaca de las olas gastadas se abre camino de vuelta al océano abierto como un flujo ilimitado a través del fondo oceánico denominado *flujo en copa.* Sin embargo, una parte del agua que regresa se mueve en dirección al mar en *corrientes de resaca* superficiales más concentradas. Las corrientes de resaca no se desplazan más allá de la zona de arrastre antes de romperse y pueden reconocerse por la manera en la que afectan a las olas que vienen o por el sedimento que suele estar suspendido en la corriente de resaca. También pueden constituir un peligro para los nadadores, que, si se quedan atrapados en ellas, pueden ser alejados de la costa.

Características de la línea de costa

Puede observarse una fascinante variedad de estructuras de la línea litoral a lo largo de las regiones costeras del mundo. Estas estructuras de la línea litoral varían según el tipo de rocas expuestas a lo largo de la costa, la intensidad de la actividad de las olas, la naturaleza de las corrientes litorales y si la costa es estable, se hunde o se eleva. Los rasgos que deben su origen principalmente al trabajo de la erosión se denominan *formas de erosión*, mientras que las acumulaciones de sedimento producen *formas deposicionales.*

Formas de erosión

Muchas morfologías costeras deben su origen a procesos erosivos. Estas formas de erosión son habituales a lo largo de la costa accidentada e irregular de Nueva Inglaterra y en las líneas de costa empinadas del litoral occidental de Estados Unidos.

Acantilados litorales, plataformas de abrasión y rasas Los **acantilados litorales** se originan mediante la acción erosiva del oleaje contra la base del terreno costero. A medida que progresa la erosión, las rocas que sobresalen por la socavación de la base del acantilado se desmoronan con el oleaje, y el acantilado retrocede. El acantilado en recesión deja detrás una superficie relativamente plana en forma de banco, denominada **plataforma de abrasión.** La plataforma se amplía a medida que las olas continúan su ataque. Algunos de los derrubios producidos por las olas rompientes quedan a lo largo del agua como sedimento en la playa, mientras que el resto es transportado mar adentro. Si una plataforma de abrasión se eleva por encima del nivel del mar debido a las fuerzas tectónicas, se convierte en una **rasa.** Las rasas se reconocen con facilidad por su forma ligeramente inclinada hacia el mar y suelen ser lugares ideales para construir carreteras y edificios en la costa o para la agricultura.

Arcos y chimeneas litorales Los frentes de tierra que se extienden en el mar son vigorosamente atacados por las olas como consecuencia de la refracción. El oleaje erosiona selectivamente la roca, gastando a mayor velocidad la roca fracturada más blanda y más elevada. Al principio, se

pueden formar cuevas marinas. Cuando cuevas de lados opuestos de una unidad se unen, se produce un **arco litoral.** Al final, el arco se hunde dejando un resto aislado, o **chimenea litoral,** en la plataforma de abrasión. Con el tiempo, también será consumida por la acción de las olas.

Formas deposicionales

El sedimento erosionado de la playa es transportado a lo largo de la costa y depositado en zonas donde la energía de las olas es baja. Esos procesos producen una variedad de formas deposicionales.

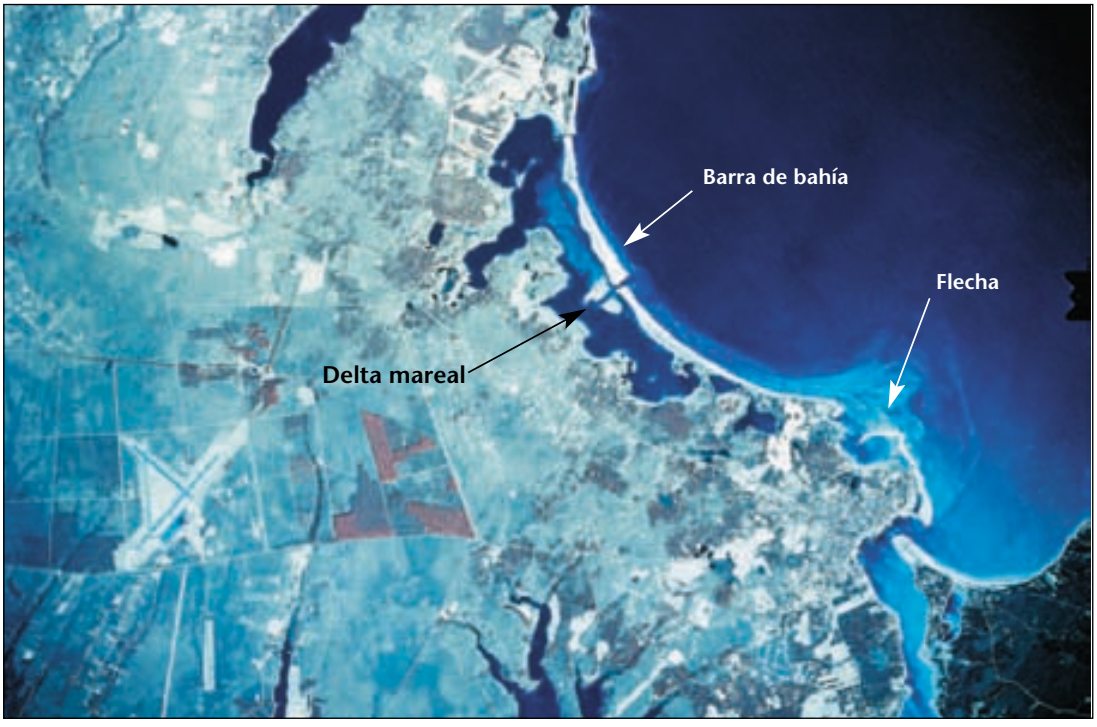
Flechas, barras y tómbolos Donde la deriva y las corrientes litorales son activas pueden desarrollarse varias estructuras relacionadas con el movimiento de los sedimentos a lo largo del litoral. Una **flecha** es una acumulación alargada de arena que se proyecta desde la tierra a la desembocadura de una bahía adyacente. A menudo, el extremo situado en el agua se curva hacia la tierra en respuesta a la dirección dominante de la corriente litoral (Figura 20.9). Se aplica la expresión **barra de bahía** a una barra de arena que atraviesa por completo una bahía, cerrándola al mar abierto (Figura 20.9). Estas estructuras tienden a formarse a través de bahías donde las corrientes son débiles, lo que permite que una flecha se extienda de un lado a otro.

Un **tómbolo** (*tombolo* = montón), acumulación de arena que conecta una isla con tierra firme o con otra isla, se forma de una manera muy parecida a una flecha.

Islas barrera Las llanuras atlánticas y de la costa del Golfo son relativamente planas y con suave pendiente hacia el mar. La zona litoral se caracteriza por las **islas barrera.** Estas crestas de arena transcurren en paralelo a la costa a distancias comprendidas entre 3 y 30 kilómetros del litoral. Desde Cape Cod, Massachussets, hasta Padre Island, Texas, casi 300 islas barrera bordean la costa (Figura 20.10).

La mayor parte de las islas barrera tiene una anchura comprendida entre 1 y 5 kilómetros y una longitud de 15 a 30 kilómetros. Los elementos más elevados son las dunas de arena, que normalmente alcanzan altitudes de 5 a 10 metros; en unas pocas zonas, las dunas no cubiertas de vegetación tienen altitudes de más de 30 metros. Las lagunas que separan estas estrechas islas de la costa representan zonas de agua relativamente tranquila que permite a la pequeña embarcación que va de Nueva York al norte de Florida evitar las agitadas aguas del Atlántico norte.

Las islas barrera se forman probablemente de varias maneras. Algunas se originan como flechas que, posteriormente, se van separando del continente por la erosión de las olas o por la elevación general del nivel del mar después del último episodio glaciar. Otras se crean cuando las aguas



▲ **Figura 20.9** Imagen desde gran altitud de una flecha bien desarrollada y una barra de bahía a lo largo de la costa de Martha's Vineyard, Massachussets. Nótese también el delta mareal en la laguna adyacente a la ensenada a través de la barra de bahía. (Imagen cortesía de USDA-ASCS.)



▲ **Figura 20.10** Casi 300 islas barrera bordean las costas atlántica y del Golfo. Las islas situadas a lo largo de la costa sur de Texas y a lo largo de la costa de Carolina del Norte son ejemplos excelentes.

turbulentas de la línea de olas rompientes acumulan la arena levantada del fondo. Dado que estas barreras de arena se elevan por encima del nivel del mar, el apilamiento de arena es probablemente consecuencia del trabajo del oleaje de tormenta durante la marea alta. Por último, algunas islas barrera pudieron ser antes crestas de dunas de arena que se originaron a lo largo de la costa durante el último período glaciar, cuando el nivel del mar era más bajo. Cuando los glaciares de casquete se derritieron, el nivel del mar se elevó e inundó el área situada detrás del complejo playa-duna.

El litoral en desarrollo

Una línea litoral experimenta continuas modificaciones con independencia de su configuración inicial. Al principio, las líneas litorales son, en su mayoría, irregulares, aunque el grado de irregularidad y su motivo puedan variar considerablemente de un lugar a otro. A lo largo de una línea litoral caracterizada por una geología variada, el oleaje, de movimientos violentos, puede aumentar al principio su irregularidad porque las olas erosionarán con más facilidad las rocas más débiles que las más fuertes. Sin embargo, si la línea litoral se mantiene estable, la erosión y la sedimentación marinas acabarán por producir una costa más recta y regular. En la Figura 20.11 se ilustra la evolución de una costa inicialmente irregular. A medida que las olas erosionan los entrantes, creando acantilados y plataformas de abrasión, el sedimento se transporta a lo largo de la costa. Algo del material se deposita en la bahía, mientras que otros derrubios van a formar flechas y barras de bahía. Al mismo tiempo, los ríos llenan las bahías con sedimentos. Por último, resulta una costa generalmente recta y suave.

Estabilización de la costa



Líneas de costa
▼ Olas y playas

En la actualidad, la zona costera es un hervidero de actividad humana. Por desgracia, las personas a menudo tratan la línea litoral como si se tratara de una plataforma

estable sobre la cual pueden edificarse estructuras con total seguridad. Esta actitud significa un riesgo tanto para las personas como para la línea litoral porque muchas formas costeras son componenetes relativamente frágiles, de vida corta, que resultan dañadas con facilidad por el desarrollo. Y, como sabe cualquiera que haya soportado una tormenta tropical, la línea de costa no es siempre un lugar seguro para vivir (*véase* Recuadro 20.1).

En comparación con los peligros naturales, como los terremotos, las erupciones volcánicas y los corrimientos de tierra, la erosión de la línea litoral suele percibirse como un proceso más continuo y predecible que parece causar daños relativamente modestos en zonas limitadas. En realidad, la línea litoral es un lugar dinámico que puede cambiar rápidamente en respuesta a las fuerzas naturales. Tormentas excepcionales son capaces de erosionar las playas y los acantilados a velocidades que exceden con mucho la media a largo plazo. Estos estallidos de erosión acelerada pueden tener un efecto significativo sobre la evolución natural de una costa; también pueden tener un profundo impacto sobre las personas que residen en la zona costera. La erosión a lo largo de nuestras costas causa daños significativos a las propiedades. Anualmente se gastan grandes cantidades de dinero no sólo en reparar los daños, sino también en evitar o controlar la erosión. Sin lugar a dudas, la erosión de la línea litoral, que es ya un problema en muchos sitios, se convierte en un problema cada vez más grave a medida que continúa el desarrollo costero extensivo.

Aunque los mismos procesos producen cambios a lo largo de todas las costas, no todas las costas responden de la misma manera. Las interacciones entre los diferentes procesos y la importancia relativa de cada proceso dependen de factores locales. Estos factores son: (1) proximidad de una costa a ríos cargados de sedimentos; (2) grado de actividad tectónica; (3) topografía y composición del terreno; (4) vientos y condiciones meteorológicas predominantes, y (5) configuración de la línea de costa y de las áreas próximas al litoral.

Durante los últimos cien años, la creciente afluencia y demanda de ocio han acarreado un desarrollo sin precedentes en muchas áreas costeras. A medida que ha aumentado el número y el valor de las edificaciones, de la misma manera lo han hecho los esfuerzos para proteger la propiedad del oleaje de tormenta. También, el control de la migración natural de la arena es una lucha constante en muchas áreas costeras mediante la estabilización de la costa. Dicha interferencia puede traducirse en cambios no deseados difíciles y caros de corregir.

Estabilización firme

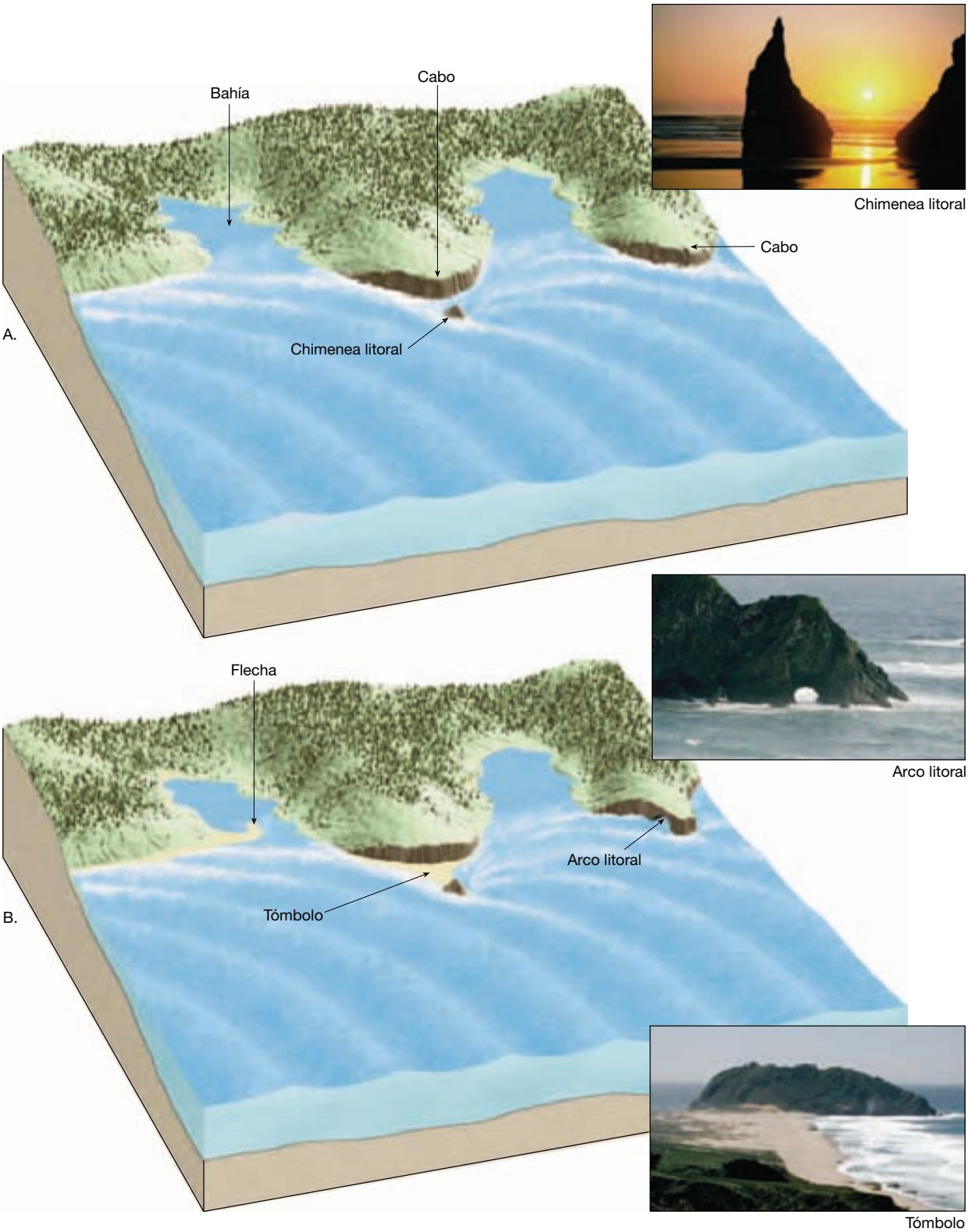
Las estructuras construidas para proteger una costa de la erosión o para impedir el movimiento de arena a lo largo de una playa se denominan **estabilización firme.** La estabilización firme puede adoptar muchas formas y suele provocar resultados predecibles aunque no deseados. La estabilización firme incluye, entre otros, los malecones, los espigones, los rompeolas y los diques.

Malecones Tempranamente, en la historia estadounidense, un objetivo principal en las áreas de costa fue el desarrollo y el mantenimiento de los puertos. En muchos casos, esto implicaba la construcción de sistemas de malecones. Los **malecones** suelen construirse en parejas y extenderse en el océano en los lugares de entrada de ríos y puertos. Al confinar el flujo de agua a una zona estrecha, el flujo y el reflujo causados por la subida y bajada de las mareas mantienen la arena en movimiento e impiden la sedimentación en el cauce. Sin embargo, como se ilustra en la Figura 20.12, el malecón puede actuar como una presa contra la cual la corriente y la deriva litorales depositan la arena. Al mismo tiempo, la actividad de las olas extrae arena del otro lado. Dado que el otro lado no está recibiendo arena nueva, pronto dejará de haber playa.

Espigones Para mantener o ensanchar las playas que están perdiendo arena, a veces se construyen espigones. Un **espigón** es una barrera construida en ángulo recto a la playa para atrapar la arena que se mueve en paralelo a la costa. Los espigones suelen construirse con rocas grandes, pero también pueden estar formados por madera. Estas estructuras, a menudo, realizan su trabajo con tanta eficacia que la corriente litoral más allá del espigón carece en absoluto de arena. Como consecuencia, la corriente erosiona la arena de la playa en el lado a favor de la corriente del espigón.

Para compensar este efecto, los propietarios de construcciones situadas corriente abajo de la estructura pueden levantar espigones en su propiedad. De esta manera, se multiplica el número de espigones, lo que da lugar a un *campo de espigones.* Un ejemplo de esta proliferación es la línea de costa de Nueva Jersey, donde se han edificado centenares de estas estructuras. Como se ha demostrado que los espigones no proporcionan a menudo una solución satisfactoria, ya no son el método preferido para mantener a raya la erosión de las playas.

Rompeolas y diques La estabilización firme puede construirse también en paralelo a la línea de costa. Una estructura de este tipo es un **rompeolas,** cuyo propósito es proteger los barcos de la fuerza de las grandes olas rompientes creando una zona de agua tranquila cerca de la línea de costa. Sin embargo, cuando se hace esto, la reducción de la actividad de las olas a lo largo de la costa por detrás de la estructura puede permitir la acumulación de arena. Si esto ocurre, la dársena acabará llenándose de arena mientras que la playa corriente abajo se erosiona y



▲ **Figura 20.11** Estos diagramas ilustran los cambios que pueden tener lugar con el tiempo a lo largo de una línea de costa inicialmente irregular que se mantiene relativamente estable. La línea de costa mostrada en la parte **A** evoluciona gradualmente a **B,** luego a **C** y luego a **D.** El diagrama sirve también para ilustrar muchas de las formas descritas en la sección sobre características de la línea litoral. (Fotos de E. J. Tarbuck, excepto la foto de un acantilado litoral, de A. P. Trujillo/APT Photos.)

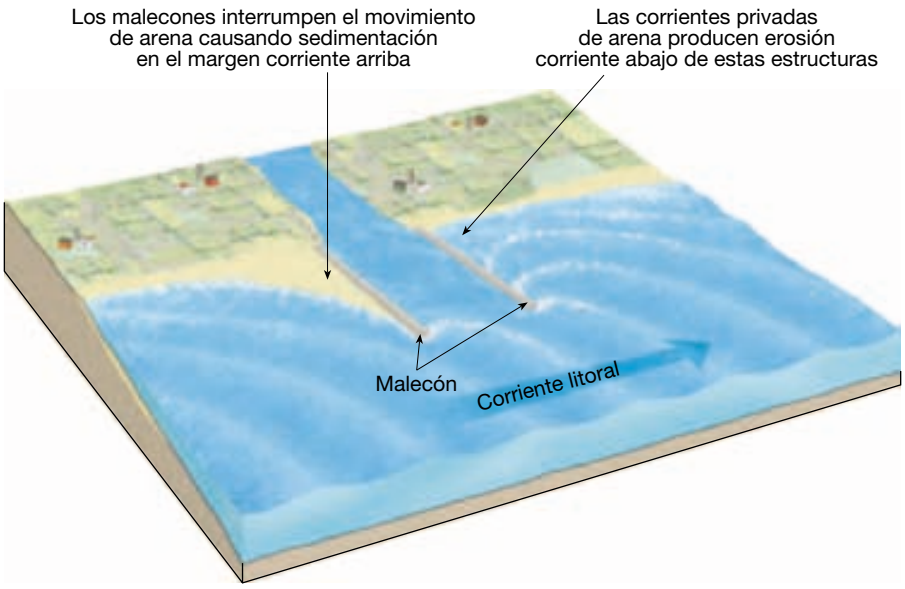


Flecha



Acantilado litoral

Barra de bahía



▶ **Figura 20.12** Se construyen malecones en las entradas a los ríos y los puertos, y están pensados para evitar la sedimentación en el cauce de navegación. Los malecones interrumpen el movimiento de la arena realizado por la deriva de la playa y las corrientes litorales. Se produce erosión de la playa corriente abajo del lugar donde se encuentra la estructura.

retrocede. En Santa Mónica, California, donde la construcción de un rompeolas originó este problema, la ciudad tuvo que instalar una draga para eliminar la arena de la zona de agua tranquila protegida y depositarla hacia debajo de la playa, donde las corrientes litorales y la deriva de playa podrían volver a poner en circulación la arena.

Otro tipo de estabilización firme construida paralela a la línea de costa es un **dique,** que se diseña para acorazar la costa y defender la propiedad de la fuerza de las olas rompientes. Las olas dispersan mucha de su energía atravesando la playa abierta. Los diques acortan este proceso reflejando la fuerza de las olas no gastadas en dirección al mar. Como consecuencia, la playa del lado situado en la dirección del mar del dique experimenta una significativa erosión y puede, en algunos casos, ser eliminada del todo. Una vez reducida la anchura de la playa, el dique es sometido a un bombardeo incluso mayor por parte de las olas. Finalmente este bombardeo hará que se caiga el muro y deberá construirse uno más grande y caro para reemplazarlo.

Se cuestiona cada vez más la cordura de construir estructuras protectoras transitorias a lo largo de las líneas de costa. Las opiniones de muchos científicos e ingenieros especializados en este tema se expresan en el siguiente extracto de un artículo que se presentó en una conferencia sobre la erosión de la línea de costa estadounidense:

> Resulta ahora evidente que la interrupción del retroceso de la línea litoral con estructuras protectoras beneficia sólo un poco y degrada gravemente o destruye la playa natural y el valor que tiene para la mayoría. Las estructuras protectoras desvían de manera transitoria la energía del océano de las propiedades privadas, pero normalmente concentran esa energía sobre las playas naturales adyacentes. Muchas interrumpen el flujo natural de arena en las corrientes costeras, robando a muchas playas la arena de sustitución que les es vital*.

Alternativas a la estabilización dura

Blindar la costa con estabilización firme tiene varios inconvenientes posibles, como el coste de la estructura y la pérdida de arena en la playa. Entre las alternativas a la estabilización firme se cuentan la alimentación de playa y el traslado.

Alimentación de playa La **alimentación de playa** representa una aproximación para estabilizar las arenas de la línea de costa sin estabilización firme. Como indica la propia expresión, esta práctica significa simplemente la adición de grandes cantidades de arena al sistema de playas (Figura 20.13). Al crear playas en dirección al mar, se mejoran a la vez la calidad de la playa y su protección contra las tormentas. La alimentación de playa, sin embargo, no es una solución permanente al problema de la reducción de las playas. Los mismos procesos que eliminaron la arena la primera vez acabarán eliminando la arena de sustitución también. Además, la alimentación de playa es muy cara porque deben transportarse enormes volúmenes de arena a la playa desde las zonas litorales, próximas a los ríos o de otras fuentes.

* «Strategy for Beach Preservation Proposed», *Geotimes* 30 (núm. 12, diciembre de 1985), 15.



A. B.

▲ **Figura 20.13** Miami Beach. **A.** Antes de la alimentación de playa y **B.** Después de la alimentación de playa. (Cortesía del Cuerpo de Ingenieros del Ejército estadounidense, distrito de Vicksburg.)

En algunos casos, la alimentación de playa puede inducir efectos ambientales no deseados. Por ejemplo, el volver a llenar la playa Waikiki, Hawai, precisó la sustitución de arena calcárea gruesa por arena calcárea más blanda y fangosa (lodosa). La destrucción de la arena blanda por las olas rompientes aumentó la turbidez del agua y destruyó los arrecifes de coral situados a corta distancia de la costa. En Miami Beach, el aumento de la turbidez dañó también las comunidades coralinas locales.

La alimentación de playa parece ser una solución viable desde el punto de vista económico a largo plazo para el problema de conservación de la playa sólo en áreas donde exista un desarrollo denso, grandes suministros de arena, energía de las olas relativamente baja y preocupaciones ambientales reconciliables. Por desgracia, pocas áreas poseen todos estos atributos.

Traslado En lugar de construir estructuras como espigones y diques para mantener la playa en su lugar, o añadir arena para rellenar las playas erosionadas, existe otra opción. Muchos científicos y planificadores de la costa están reclamando una política que pase de proteger y reconstruir las playas y las propiedades costeras en áreas de gran riesgo a *trasladar* los edificios dañados por la tormenta en esos lugares y dejar que la naturaleza recupere la playa (*véase* Recuadro 20.2). Este enfoque es similar al adoptado por el gobierno federal para las llanuras de inundación de los ríos después de las devastadoras inundaciones del río Mississippi de 1993 en las cuales se abandonaron las estructuras vulnerables y se situaron en un terreno más alto y más seguro.

Estas propuestas, por supuesto, son controvertidas. La gente con inversiones importantes cerca de la costa se estremece ante la idea de no volver a edificar y defender las estructuras costeras de la furia erosiva del mar. Otros, sin embargo, sostienen que, con la elevación del nivel del mar, el impacto de las tormentas costeras no hará más que empeorar en las décadas venideras. Este grupo defiende el abandono y traslado de las estructuras dañadas a menudo para mejorar la seguridad personal y reducir los costes. No cabe duda de que estas ideas concentrarán mucho del estudio y los debates cuando los estados y las comunidades evalúen y revisen las políticas de uso del terreno costero.

Problemas de erosión a lo largo de las costas estadounidenses

La línea litoral a lo largo de la costa pacífica de Estados Unidos es notablemente diferente de la que caracteriza las regiones costeras atlánticas y de la costa del Golfo. Algunas de las diferencias están relacionadas con la tectónica de placas. La costa occidental representa el borde guía de la placa norteamericana y, debido a ello, experimenta levantamiento y deformación activa. Por el contrario, la costa este es una región tectónicamente tranquila que está



Recuadro 20.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

La mudanza del siglo: la recolocación del faro del cabo Hatteras*

A pesar de los esfuerzos por proteger las estructuras demasiado próximas a la costa, todavía pueden estar en peligro de ser destruidas por las líneas de costa en retroceso y el poder destructivo de las olas. Éste fue el caso de uno de los puntos de referencia más prominentes de Estados Unidos: el faro rayado del cabo Hatteras, en Carolina del Norte, que tiene 21 plantas de altura y es el faro más alto del país.

El faro se construyó en 1870 en la isla barrera del cabo Hatteras a 457 metros de la línea de costa para guiar a los marineros a través de los peligrosos bajíos litorales conocidos como el «Cementerio del Atlántico». Conforme la isla barrera empezó a migrar hacia el continente, su playa se redujo. Cuando las olas empezaron a chocar a sólo 37 metros de su base de ladrillo y granito, preocupó el hecho de que incluso un huracán de fuerza moderada podría provocar la suficiente erosión de la playa como para derribar el faro.

En 1970 la Marina estadounidense construyó tres espigones delante del faro en un esfuerzo por proteger la playa de la erosión ulterior. Al principio, los espigones ralentizaron la erosión, pero interrumpieron el flujo de arena en la zona de rompiente, lo cual provocó el allanamiento de las dunas próximas y la formación de una bahía al sur del faro. Los intentos de aumentar la anchura de la playa delante del faro fueron, entre otros, la alimentación de playa y los lechos litorales artificiales de algas; ambos intentos de ensanchar la playa de manera sustancial fracasaron. En los años 80, el Cuerpo de Ingenieros del Ejército propuso construir un dique masivo de piedra alrededor del faro, pero decidió que la costa erosionada acabaría retirándose por debajo de la estructura, dejándola desamparada en el mar en su propia isla. En 1988 la Academia Nacional de Ciencias determinó que la línea de costa que se extiende delante del faro se retiraría hasta destruir el faro y recomendó el traslado de la torre, de la misma manera que se había hecho con faros más pequeños. En 1999, el Servicio del Parque Nacional, que es propietario del faro, acabó autorizando el traslado de la estructura a un lugar más seguro.

El traslado del faro, que pesa 4.395 toneladas métricas, se llevó a cabo recortándolo desde su base y depositándolo con cuidado en una plataforma de vigas de acero colocadas en carretillas con ruedas. Una vez sobre la plataforma, fue transportado a lo largo de una vía de acero especialmente diseñada utilizando una serie de martillos hidráulicos. Se desbrozó un pasillo de vegetación para formar una pista a lo largo de la cual el faro se desplazaba 1,5 metros cada vez; se desmontaba la vía dejada atrás y se montaba de nuevo delante de la torre a medida que esta avanzaba. En menos de un mes, el faro fue trasladado con cautela 884 metros desde su posición original, convirtiéndolo en una de las mayores estructuras trasladada satisfactoriamente.

Después de su traslado de 12 millones de dólares, ahora el faro se encuentra en un bosque de robles y pinos (Figura 20.C). Aunque ahora se situa más tierra adentro, la elevación ligeramente más alta de la luz lo hace visible desde el mar, donde continúa advirtiendo a los marineros de los peligrosos bajíos. A la velocidad actual de retroceso de la línea de costa, el faro debería estar a salvo de la amenaza de las olas durante al menos otro siglo.



▲ **Figura 20.C** Cuando el faro del cabo Hatteras de Carolina del Norte fue amenazado por la erosión de la línea de costa en 1999, fue trasladado a 488 metros de la línea de costa. (Foto de Drew Wilson © 1999, *Virginian-Pilot*.)

* El profesor Alan P. Trujillo, de Palomar College, preparó este recuadro.

lejos de cualquier borde de placa activa. Debido a esta diferencia geológica básica, la naturaleza de los problemas de erosión a lo largo de la costa es diferente a los dos lados de Norteamérica.

Costas atlántica y del Golfo Gran parte del desarrollo costero a lo largo de las costas atlántica y del Golfo se ha producido en islas barrera. Normalmente, las islas barrera, también denominadas *playas barrera* o *barreras costeras*,

consisten en una playa amplia que está cubierta por dunas y separada del continente por lagunas pantanosas. Las amplias extensiones de arena y la exposición al océano han transformado las islas barrera en sitios extraordinariamente atractivos para el desarrollo. Por desgracia, el desarrollo ha tenido lugar más deprisa que nuestro conocimiento sobre la dinámica de las islas barrera.

Dado que las islas barrera miran al océano abierto, reciben toda la fuerza de las grandes tormentas que golpean la costa. Cuando se produce una tormenta, las barreras absorben la energía de las olas fundamentalmente a través del movimiento de la arena. Este proceso y el dilema que produce se han descrito como sigue:

> Las olas pueden mover la arena desde la playa a áreas mar adentro o, por el contrario, a las dunas; pueden erosionar las dunas, depositando la arena en la playa o llevándola hacia el mar; o pueden transportar la arena desde la playa y las dunas a las ciénagas de detrás de la barrera, un proceso conocido como lavado superficial. El factor común es el movimiento. Exactamente igual a como una caña flexible puede sobrevivir a un viento que destruye un roble, las barreras sobreviven a huracanes no a través de una fuerza inconmensurable, sino adelantándose a la tormenta.
>
> Esta imagen cambia cuando se levanta una barrera para la construcción de hogares o a modo de recurso. Las olas de tormenta que previamente saltaban con furia y sin perjuicio a través de los huecos que quedaban entre las dunas ahora encuentran edificios y carreteras. Además, dado que la naturaleza dinámica de las barreras se percibe fácilmente sólo durante las tormentas, los propietarios de las casas tienden a atribuir el daño a una tormenta concreta, más que a una movilidad básica de las barreras costeras. Al estar en juego sus hogares o sus inversiones, es más probable que los residentes busquen mantener la arena en su lugar y las olas en la bahía que admitir que no fue adecuado iniciar el desarrollo urbanístico en ese lugar*.

Costa del Pacífico Al contrario que las llanuras costeras atlánticas y del Golfo, amplias y de suave pendiente, gran parte de la costa del Pacífico se caracteriza por playas relativamente estrechas que están cubiertas por acantilados escarpados y cordilleras montañosas. Recordemos que el borde occidental norteamericano es una región más escarpada y tectónicamente activa que el borde oriental. Debido al levantamiento continuo, un ascenso del nivel del mar en el oeste no es tan fácilmente aparente. No obstante, como los problemas de erosión de la línea litoral a los que se enfrentan las islas barrera del este, las dificultades de la costa oeste también derivan en gran medida de la alteración de un sistema natural por el ser humano.

Un problema importante con el que se enfrenta la costa del Pacífico, y especialmente porciones del sur de California, es un estrechamiento significativo de muchas playas. La mayor parte de la arena de muchas de esas playas es suministrada por ríos que la transportan de las montañas a la costa. Con los años, este flujo natural de material hasta la costa ha sido interrumpido por las presas construidas para el regadío y control de las inundaciones. Los embalses atrapan eficazmente la arena que, de lo contrario, alimentaría el entorno de la playa. Cuando las playas eran más anchas, servían para proteger los acantilados de la fuerza de las olas de tormenta. Ahora, sin embargo, las olas atraviesan las reducidas playas sin perder mucho de su energía y producen una erosión más rápida en los acantilados marinos.

Aunque el retroceso de los acantilados proporciona material para sustituir algo de la arena atrapada detrás de las presas, también pone en peligro las casas y las carreteras construidas en los farallones. Además, la construcción sobre los acantilados agrava el problema. La urbanización aumenta la escorrentía que, si no se controla con cuidado, puede provocar una grave erosión en los farallones. El césped y los jardines de riego añaden cantidades significativas de agua a la pendiente. Esta agua percola hacia la base del acantilado, donde puede surgir en pequeños rezumaderos. Esta acción reduce la estabilidad de la pendiente y facilita los procesos gravitacionales.

La erosión de la línea de costa a lo largo del Pacífico varía considerablemente de un año para otro, en gran medida debido al desarrollo esporádico de tormentas. Por consiguiente, cuando se producen los episodios infrecuentes, pero graves, de erosión, se atribuye el daño a las inusuales tormentas y no al desarrollo costero o a las situadas a grandes distancias. Si, como se predice, el nivel del mar se eleva a un ritmo creciente en los años venideros, cabe esperar un aumento de la erosión de las líneas de costa y de la retirada de los acantilados a lo largo de muchas partes de la costa del Pacífico (*véase* Recuadro 20.3).

Clasificación de las costas

La gran variedad de líneas de costa demuestra su complejidad. De hecho, para entender cualquier área costera concreta, deben considerarse muchos factores, entre ellos los tipos de roca, el tamaño y la dirección de las olas, la frecuencia de las tormentas, las mareas y la topografía litoral. Además, prácticamente todas las zonas costeras se

* Frank Lowenstein, «Beaches or bedrooms - The Choice as Sea Level Rises», *Oceanus* 28 (núm. 3, otoño 1985), 22.



Recuadro 20.3 ▶ El hombre y el medio ambiente

La vulnerabilidad de la costa a la elevación del nivel del mar

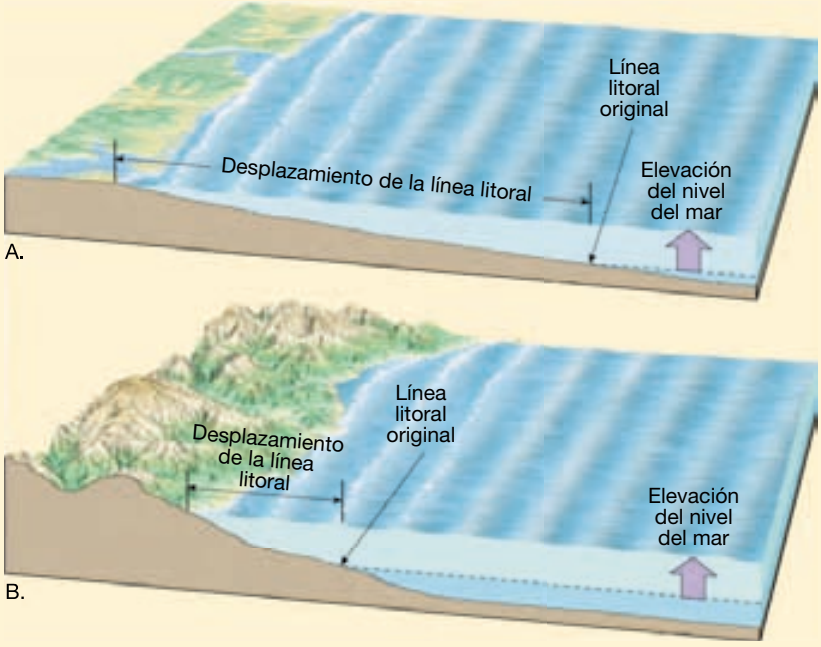
La actividad humana, en especial la combustión de los combustibles fósiles, ha ido añadiendo grandes cantidades de dióxido de carbono y otros gases a la atmósfera durante 200 años o más. La perspectiva es que las emisiones de estos gases continuarán aumentando durante el siglo XXI. Una consecuencia de este cambio en la composición de la atmósfera es un incremento del efecto invernadero de la Tierra, con el consiguiente aumento de las temperaturas mundiales. Durante el siglo XXI, las temperaturas mundiales medias aumentaron alrededor de 0,6 °C. Durante el siglo XXI, se prevé que el aumento será considerablemente mayor*.

Un probable impacto del calentamiento global inducido por el ser humano es una elevación del nivel del mar. ¿Qué relación tiene la atmósfera más caliente con una elevación mundial del nivel del mar? La conexión más evidente (la fusión de los glaciares) es importante pero *no* el factor más significativo. Es más significativo el hecho de que una atmósfera más caliente provoca un aumento del volumen del océano debido a la expansión térmica. Las temperaturas del aire más elevadas calientan las capas superiores adyacentes del océano, lo que a su vez hace que el agua se expanda y el nivel del mar se eleve.

La investigación indica que el nivel del mar se ha elevado de 10 a 25 centímetros durante el siglo pasado y que la tendencia continuará a un ritmo acelerado. En algunos modelos se indica que el aumento puede aproximarse o incluso superar los 50 centímetros en 2100. Un cambio de este tipo puede parecer modesto, pero los científicos se dan cuenta de que cualquier elevación del nivel del mar a lo largo de una línea de costa *ligeramente* inclinada, como las costas atlántica y del Golfo de Estados Unidos, llevará a una erosión significativa y a la inundación tierra adentro permanente y grave (Figura 20.D). Si eso sucede, muchas playas y tierras húmedas desaparecerán, y la civilización litoral quedará gravemente afectada.

Dado que la elevación del nivel del mar es un fenómeno gradual, puede pasar desapercibido a los habitantes de la costa como un factor importante que contribuye a los problemas de erosión de la línea litoral. Antes bien, se culpará a otras fuerzas, en especial a la actividad de los temporales. Aunque una tormenta determinada puede ser la causa inmediata, la magnitud de su destrucción puede ser consecuencia de la elevación relativamente pequeña del nivel del mar que permitió que la potencia de la tormenta atravesara una zona de tierra mucho mayor.

Uno de los problemas actuales más desafiantes para los especialistas en costas es determinar la respuesta física de la línea de costa a la elevación del nivel del mar. La predicción del retroceso de la línea de costa y las velocidades de pérdida de tierra es esencial para formular estrategias de tratamiento del litoral. Hasta hoy, la planificación a largo plazo para las líneas de costa estadounidenses ha sido poco sistemática, si es que lo ha sido. Por consiguiente, el desarrollo continúa sin una consideración adecuada de los posibles costes de la erosión, la inundación y los daños causados por los temporales.



▲ **Figura 20.D** La inclinación de una línea de costa es esencial para determinar el grado en el que los cambios del nivel del mar la afectarán. **A.** Cuando la inclinación es ligera, los pequeños cambios del nivel del mar provocan un desplazamiento sustancial. **B.** La misma elevación del nivel del mar a lo largo de un litoral empinado provoca sólo un pequeño desplazamiento de la línea de costa.

* En la sección «El dióxido de carbono y el calentamiento global» del Capítulo 21 se amplía este tema.

vieron afectadas por la elevación del nivel del mar en todo el mundo que acompañó la fusión de la Edad de Hielo que se produjo al final del Pleistoceno. Por último, deben tenerse en cuenta los acontecimientos tectónicos que elevan o hacen descender el terreno o cambian el volumen de las cuencas oceánicas. El gran número de factores que influyen en las zonas costeras dificultan la clasificación de las líneas de costa.

Muchos geólogos clasifican las costas en función de los cambios que se han producido con respecto al nivel del mar. Esta clasificación, normalmente utilizada, divide las costas en dos categorías muy generales: de emersión y de inmersión. Las **costas de emersión** se desarrollan o bien porque un área experimenta levantamiento, o bien como consecuencia de un descenso del nivel del mar. A la inversa, las **costas de inmersión** se crean cuando el nivel del mar se eleva o cuando la tierra adyacente al mar se hunde.

Costas de emersión

En algunas áreas, la costa es claramente de emersión porque la tierra que se eleva o el nivel del agua que desciende dejan expuestos los acantilados litorales y las plataformas de abrasión por encima del nivel del mar. Son ejemplos excelentes de ello porciones de la costa de California donde se ha producido levantamiento en el pasado geológico reciente. Las plataformas de abrasión elevada también ilustran esta situación. En el caso de Palos Verdes Hills, al sur de Los Ángeles, existen siete niveles diferentes de rasa, lo que indica siete episodios de levantamiento. El siempre persistente mar está cortando ahora una nueva plataforma de abrasión en la base del acantilado. Si continúa el levantamiento, también se convertirá en una rasa elevada.

Otros ejemplos de costas de emersión son las regiones que estuvieron una vez enterradas debajo de los grandes glaciares de casquete. Cuando los glaciares estaban presentes, su peso deprimía la corteza; cuando el hielo se derritió, la corteza empezó gradualmente a levantarse. Por consiguiente, ahora pueden encontrarse rasgos de líneas de costa prehistóricos por encima del nivel del mar. La región de la bahía Hudson de Canadá es un área de este tipo, porciones de la cual siguen elevándose a un ritmo de más de un centímetro al año.

Costas de inmersión

En contraste con los ejemplos previos, otras áreas costeras muestran signos definitivos de inmersión. La línea de una costa que ha estado sumergida en el pasado relativamente reciente suele ser muy irregular porque el mar inunda normalmente los tramos inferiores de los valles fluviales, fluyendo en el océano. Sin embargo, las lomas que separan los valles permanecen por encima del nivel del mar y se proyectan en el mar como frentes de tierra. Estas desembocaduras fluviales inundadas, que de denominan **estuarios** (*aestus* = marea), caracterizan muchas costas actuales. A lo largo de la línea de costa atlántica, las bahías Chesapeake y Delaware son ejemplos de grandes estuarios creados por inmersión (Figura 20.14). La pintoresca costa de Maine, particularmente en las cercanías del Parque Nacional Acadia, es otro excelente ejemplo de un área que fue inundada por el levantamiento posglaciar del nivel del mar y transformada en una línea de costa muy irregular.



▲ **Figura 20.14** Grandes estuarios a lo largo de la costa este de Estados Unidos. Las porciones inferiores de muchos valles fluviales se sumergieron como consecuencia de la elevación del nivel del mar que siguió al final del período glacial cuaternario, creando grandes estuarios como la bahía Chesapeake y la bahía Delaware.

Téngase en cuenta que la mayoría de las costas tiene historias geológicas complicadas. Con respecto al nivel del mar, muchas han emergido y luego se han hundido

varias veces. Cada vez pueden conservar algo de las características creadas durante la situación previa.

Mareas

Las **mareas** son los cambios diarios de elevación de la superficie del océano. Su elevación y rítmica caída a lo largo de las líneas de costa se conoce desde la antigüedad. Además de las olas, son los movimientos oceánicos más fáciles de observar (Figura 20.15).

Aunque conocidas durante siglos, las mareas no fueron explicadas de manera satisfactoria hasta que Isaac Newton les aplicó la ley de la gravitación. Newton demostró que hay una fuerza de atracción mutua entre dos cuerpos, y que, dado que los océanos son libres para moverse, son deformados por esta fuerza. Por consiguiente, las mareas oceánicas resultan de la atracción gravitacional ejercida sobre la Tierra por la Luna y, en menor proporción, por el Sol.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Dónde se producen las mareas más grandes del mundo?

El mayor *intervalo mareal* del mundo (la diferencia entre mareas altas y bajas sucesivas) se encuentra en la bahía de Fundy de 258 kilómetros de longitud en el límite septentrional de Nova Scotia. Durante las condiciones máximas de marea viva, el intervalo mareal en la desembocadura de la bahía (donde se abre al océano) es de sólo 2 metros, aproximadamente. Sin embargo, el intervalo mareal aumenta de manera progresiva desde la desembocadura de la bahía hacia el norte, ya que la geometría natural de la bahía concentra la energía mareal. En el límite septentrional de la cuenca Minas, el intervalo máximo de mareas vivas es de unos 17 metros. Este intervalo mareal extremo deja a los barcos elevados y secos durante la marea baja (*véase* Figura 20.15).







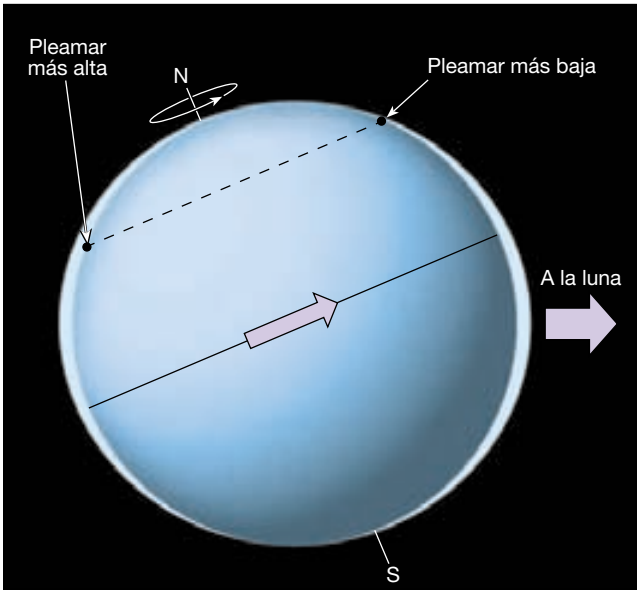
▲ **Figura 20.15** Marea alta y marea baja en la cuenca Minas de Nova Scotia en la bahía de Fundy. Las zonas expuestas durante la marea baja e inundadas durante la marea alta se denominan *llanuras mareales*. Las llanuras mareales son extensas. (Cortesía del Departamento de Turismo y Cultura de Nova Scotia.)

Causas de las mareas

Es fácil ver cómo la fuerza gravitacional de la Luna puede hacer que el agua se abombe en el lado de la Tierra más próximo a la Luna. Además se produce también un pandeo mareal de igual magnitud en el lado de la Tierra directamente opuesto a la Luna (Figura 20.16).

Las dos protuberancias mareales están causadas, como descubrió Newton, por el empuje de la gravedad. La gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre dos objetos, lo que significa simplemente que se debilita rápidamente con la distancia. En este caso, los dos objetos son la Luna y la Tierra. Dado que la fuerza de la gravedad disminuye con la distancia, el empuje gravitacional de la Luna sobre la Tierra es ligeramente mayor en el lado próximo de la Tierra que en el lado distante. El resultado de este empuje diferencial es el estiramiento (alargamiento) muy ligero de la Tierra «sólida». Por el contrario, el océano global, que es móvil, se deforma de manera muy notable por este efecto y produce los dos pandeos mareales opuestos.

Debido a que la posición de la Luna cambia sólo moderadamente en un día, las protuberancias mareales se mantienen en posición mientras la Tierra gira «a través» de ellas. Por esta razón, si alguien permanece en la costa durante 24 horas, la Tierra le hará girar a través de áreas alternativas de agua más profunda y más somera. A medida que le transporta a cada pandeo mareal, la marea se eleva, y a medida que le transporta al valle mareal, la marea baja. Por consiguiente, la mayor parte de lugares de la Tierra experimenta dos mareas altas y dos mareas bajas cada día.



▲ **Figura 20.16** Pandeos mareales idealizados en la Tierra provocados por la Luna. Si la Tierra estuviera cubierta a una profundidad uniforme por agua, habría dos pandeos mareales: uno en el lado de la Tierra orientado a la Luna (derecha) y otro en el lado opuesto de la Tierra (izquierda). Dependiendo de la posición de la Luna, los pandeos mareales pueden inclinarse hacia el ecuador de la Tierra. En esta situación, la rotación de la Tierra hace que un observador experimente dos mareas altas desiguales durante un día.

Además, los pandeos mareales migran conforme la Luna gira alrededor de la Tierra, aproximadamente cada 29 días. Como consecuencia, las mareas, como la hora de salida de la Luna, ocurren aproximadamente 50 minutos más tarde cada día. Después de 29 días, el ciclo se ha completado y empieza uno nuevo.

Puede haber una desigualdad entre las mareas altas en un día determinado. Dependiendo de la posición de la Luna, los pandeos mareales pueden inclinarse hacia el Ecuador, como en la Figura 20.16. Esta figura ilustra que la primera marea alta experimentada por un observador en el hemisferio septentrional es considerablemente más alta que la marea alta medio día después. Por otro lado, un observador del hemisferio meridional experimentaría el efecto contrario.

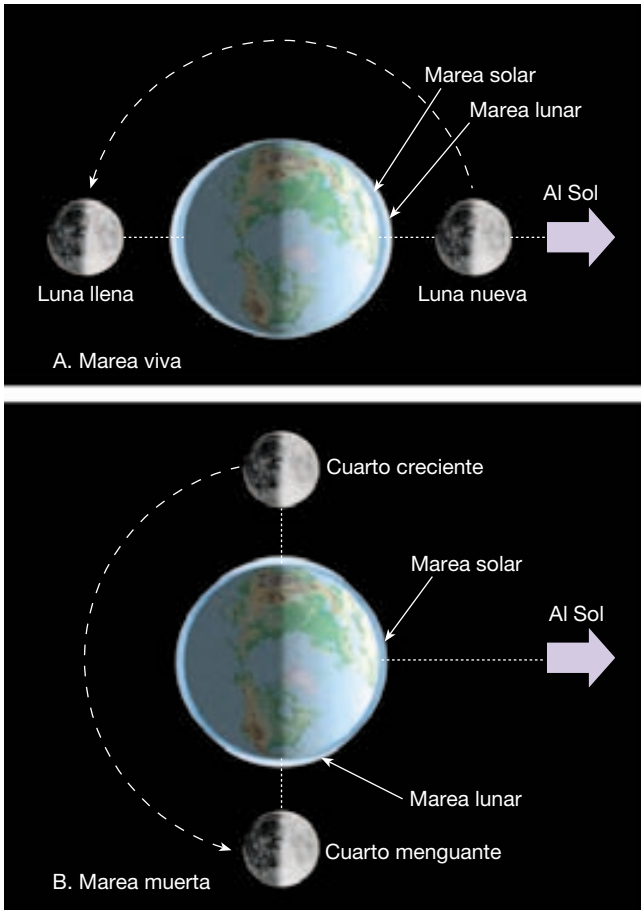
Ciclo mensual de las mareas

El principal cuerpo que influye en las mareas es la Luna, que da una vuelta completa alrededor de la Tierra cada 29 días y medio. No obstante, el Sol también influye en las mareas. Es mucho mayor que la Luna, pero, debido a que está mucho más alejado, su efecto es considerablemente menor. De hecho, el potencial generador de mareas del Sol es aproximadamente sólo el 46 por ciento del de la Luna.

Cuando se acercan las Lunas nueva y llena, el Sol y la Luna están alineados y sus fuerzas se suman (Figura 20.17A). Por consiguiente, la gravedad combinada de esos dos cuerpos productores de mareas produce pandeos mareales más altos (mareas altas) y valles mareales más bajos (mareas bajas), lo que produce un gran intervalo mareal. A éstas se las denomina **mareas vivas,** que tienen lugar dos veces al mes, cuando el sistema Tierra-Luna-Sol está alineado. A la inversa, aproximadamente cuando la Luna está en cuarto creciente y cuarto menguante, las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol actúan sobre la Tierra según ángulos rectos, y cada una compensa parcialmente la influencia de la otra (Figura 20.17B). Como consecuencia, el espectro mareal diario es menor. Se denominan **mareas muertas** y también se producen dos veces al mes. Así, cada mes hay dos mareas vivas y dos mareas muertas, cada una con una separación aproximada de una semana.

Modelos mareales

Hasta aquí, hemos explicado las causas y los modelos básicos de las mareas. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que estas consideraciones teóricas no pueden utilizarse



▲ **Figura 20.17** Las posiciones de la Tierra, la Luna y el Sol y las mareas. **A.** Cuando la Luna está llena o nueva, los pandeos mareales creados por el Sol y la Luna están alineados, hay un gran intervalo mareal en la Tierra y se producen *mareas vivas.* **B.** Cuando la Luna está en cuarto creciente o menguante, los pandeos mareales producidos por la Luna se sitúan en ángulo recto en relación con los pandeos creados por el Sol. Los intervalos mareales son menores y se producen *mareas muertas.*

para predecir ni la altura ni el momento de las mareas reales en un lugar concreto. Eso se debe a que muchos factores, como la forma de las líneas costeras, la configuración de las cuencas oceánicas y la profundidad del agua, influyen mucho en las mareas. Por consiguiente, en localizaciones diversas, las mareas responden de diferente manera a las fuerzas que las producen. Al ser esto así, la naturaleza de la marea en cualquier lugar puede determinarse con más precisión mediante observación real. Las predicciones de las tablas mareales y los datos mareales en las cartas náuticas se basan en esas observaciones.

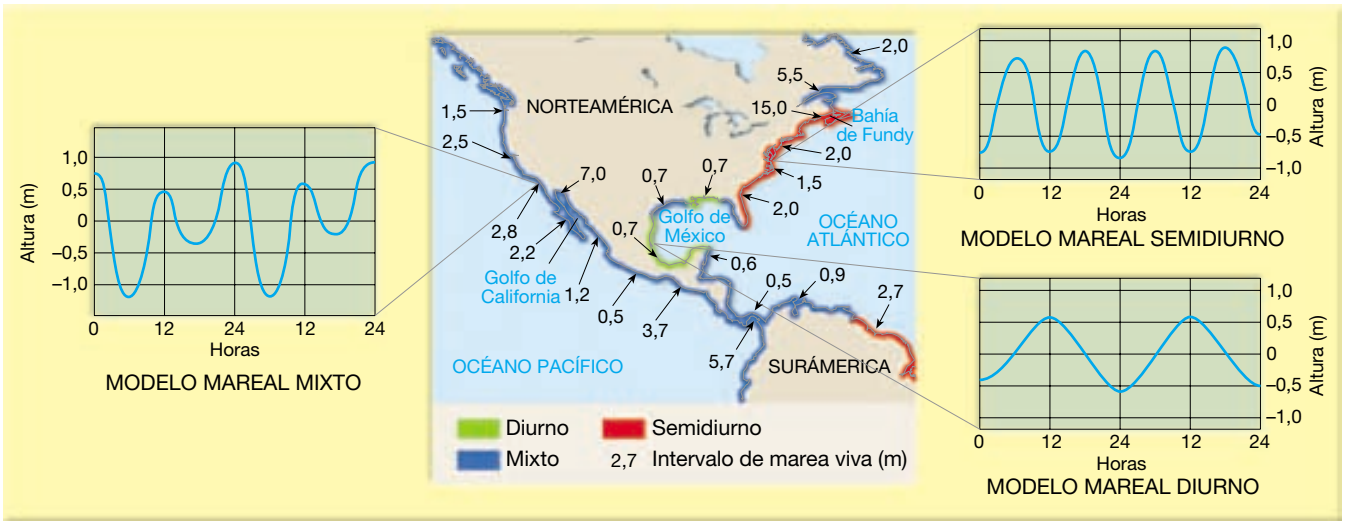
En el mundo existen tres modelos mareales principales. Un **modelo mareal diurno** (*diurno* = al día) se caracteriza por una sola marea alta y una sola marea baja cada día mareal (Figura 20.18). Las mareas de este tipo se producen a lo largo de la orilla septentrional del golfo de México, entre otros lugares. Un **modelo mareal semidiurno** (*semi* = dos; *diurno* = al día) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas cada día mareal, teniendo las dos mareas altas la misma altura aproximada y las dos mareas bajas la misma altura aproximada (Figura 20.18). Este tipo de modelo mareal es común a lo largo de la costa atlántica de Estados Unidos. Un **modelo mareal mixto** es similar al modelo semidiurno, pero se caracteriza por una gran desigualdad en las alturas de las mareas altas, las de las mareas bajas, o ambas (Figura 20.18). En este caso, suele haber dos mareas altas y dos mareas bajas cada día, teniendo las dos mareas altas diferentes alturas y las dos mareas bajas diferentes alturas. Estas mareas predominan a lo largo de la costa pacífica de Estados Unidos y en muchas otras partes del mundo.

Corrientes mareales

La expresión **corriente mareal** se utiliza para describir el flujo *horizontal* del agua que acompaña la elevación y el descenso de la marea. Estos movimientos de agua inducidos por las fuerzas mareales pueden ser importantes en algunas áreas costeras. Las corrientes mareales fluyen en una dirección durante una parte del ciclo mareal e invierten su flujo durante la otra parte. Las corrientes mareales que avanzan hacia la zona costera cuando la marea sube se denominan **flujo mareal.** A medida que la marea baja, el movimiento mar adentro del agua genera **reflujo de la marea.** Los períodos de poca o ninguna corriente, denominados *agua muerta*, separan el flujo y el reflujo de la marea. Las áreas afectadas por estas corrientes mareales alternas se denominan **llanuras mareales** (*véase* Figura 20.15). Dependiendo de la naturaleza de la zona costera, las llanuras mareales varían, en dirección al mar, desde estrechas franjas de la playa hasta zonas extensas que pueden prolongarse durante varios kilómetros.

Aunque las corrientes mareales no son importantes en mar abierto, pueden ser rápidas en las bahías, los estuarios fluviales, los istmos y otros lugares estrechos. En la costa de la Bretaña francesa, por ejemplo, las corrientes mareales que acompañan a la marea alta de 12 metros pueden alcanzar una velocidad de 20 kilómetros por hora. Si bien las corrientes mareales no son por lo general agentes de erosión ni de transporte de sedimentos importantes, se producen notables excepciones cuando las mareas se mueven a través de estrechas ensenadas. Aquí, remueven constantemente las pequeñas entradas a muchos buenos puertos que, de lo contrario, se bloquearían.

A veces, las corrientes mareales crean depósitos denominados **deltas mareales** (Figura 20.19). Pueden desarrollarse bien como *deltas de inundación* tierra adentro de una ensenada o como *deltas de reflujo* en el lado de una ensenada que se dirige al mar. Dado que la actividad de las



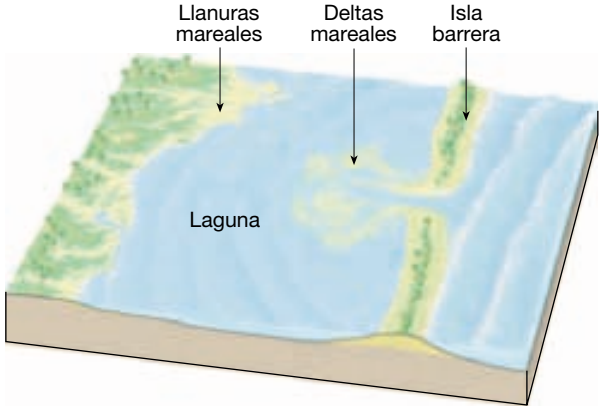
▲ **Figura 20.18** Modelos mareales y existencia a lo largo de partes de las líneas de costa del norte y el sur del continente americano. Un modelo mareal diurno (abajo a la derecha) exhibe una marea alta y una baja cada día mareal. Un modelo semidiurno (arriba a la derecha) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas de altura aproximadamente igual cada día mareal. Un modelo mareal mixto (izquierda) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas de alturas diferentes durante cada día mareal.

olas y las corrientes litorales está reducida en el lado protegido, tierra adentro, los deltas de inundación son más comunes y más destacados (*véase* Figura 20.9). Se forman después de que una corriente mareal se mueva rápidamente a través de una ensenada. A medida que la corriente emerge del estrecho pasillo hacia aguas más abiertas, se ralentiza y deposita su carga de sedimento.

Mareas y rotación de la Tierra

Mediante fricción contra el suelo de las cuencas oceánicas, las mareas actúan como débiles frenos que ralentizan firmemente la rotación de la Tierra. El ritmo de esta disminución de la velocidad, sin embargo, no es grande. Los astrónomos, que han medido con precisión la longitud del día durante los últimos 300 años, han descubierto que está aumentando a razón de 0,002 segundos por siglo. Aunque esto pueda parecer insignificante, a lo largo de millones de años este pequeño efecto será muy grande. Por último, dentro de miles de millones de años, la rotación cesará y la Tierra ya no tendrá días y noches alternos.

Si la rotación de la Tierra está disminuyendo de velocidad, la longitud de cada día debe haber sido más corta y el número de días por año debe haber sido mayor en el pasado geológico. Un método utilizado para investigar este fenómeno es el del examen microscópico de los caparazones de ciertos invertebrados. Las almejas y los corales, así como otros organismos, desarrollan una delgada capa microscópica de nuevo material de caparazón cada día. Estudiando los anillos de crecimiento diario de algunos ejemplares fósiles bien conservados, podemos determinar el número de días de un año. Estudios realizados utilizando esta ingeniosa técnica indican que al principio del Cámbrico, hace unos 540 millones de años, la longitud del día era sólo de 21 horas. Dado que la longitud del año, que viene determinada por el giro de la Tierra alrededor del Sol, no cambia, el año Cámbrico contenía 424 días de 21 horas. A finales del Devónico, hace unos 365 millones de años, un año constaba de unos 410 días, y cuando empezaba el Pérmico, hace unos 290 millones de años, había 390 días al año.



▲ **Figura 20.19** Debido a que este delta mareal se está formando en las aguas relativamente tranquilas del lado tierra adentro de una isla barrera, se denomina delta de inundación. Cuando emerge una corriente mareal de movimiento rápido desde la ensenada, disminuye su velocidad y deposita sedimentos. Las formas de los deltas mareales son variables.

Resumen

- El *litoral* es la zona que se extiende entre el nivel de marea más bajo y la elevación más alta de la tierra afectada por las olas de los temporales. La *costa* se extiende tierra adentro desde la costa hasta donde aún pueden encontrarse estructuras relacionadas con el océano. El litoral se divide en *playa baja* y *playa alta*. En dirección al mar desde la anteplaya se hallan la *ribera cercana* y la *prerribera*.
- Una *playa* es una acumulación de sedimento situada a lo largo del borde continental del océano o de un lago. Entre sus partes, hay una o más *bermas* y el *frente de playa*. Las playas están compuestas del material que abunda en la zona y deben considerarse material en tránsito a lo largo de la costa.
- *Las olas son energía en movimiento* y *el viento inicia la mayoría de olas oceánicas*. Los tres factores que influyen en la *altura*, la *longitud* y el *período* de una ola son: (1) la *velocidad del viento*, (2) *el tiempo durante el cual ha soplado el viento* y (3) el *fetch*, la distancia que el viento ha recorrido a través de mar abierto. Una vez que las olas salen de la zona de tormenta, se denominan *mar de fondo* y constituyen olas simétricas con una mayor longitud de onda.
- A medida que las olas se desplazan, las *partículas de agua transmiten energía mediante el movimiento orbital circular*, que se extiende a una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda. Cuando una ola se desplaza hacia el agua somera, experimenta cambios físicos que pueden hacer que la ola se desplome o *rompa* y forme *arrastre*.
- La erosión de las olas es causada por la *presión de impacto de la ola* y la *abrasión* (la acción de sierra y molienda del agua armada con fragmentos de roca). La flexura de las olas se denomina *refracción de la ola*. Debido a la refracción, el impacto de la ola se concentra contra los laterales y los extremos de los salientes de tierra.
- La mayoría de las olas alcanza la costa en ángulo. La batida y retroceso del agua de cada ola rompiente mueve el sedimento según un modelo en zigzag a lo largo de la playa. Este movimiento, denominado *deriva litoral o de playa*, puede transportar la arena centenares o incluso miles de metros cada día. Las olas oblicuas producen también *corrientes litorales* dentro de la zona de oleaje que fluye en paralelo a la costa.
- Las formas producidas por la erosión de la línea de costa son los *acantilados litorales* (que se originan debido a la acción cortante del oleaje contra la base del terreno costero), las *plataformas de abrasión* (superficies relativamente planas que quedan tras el retroceso de los acantilados), los *arcos* (formados cuando un cabo de tierra es erosionado y dos cuevas de los lados opuestos se unen) y las *chimeneas* (que se forman cuando se hunde el techo de un arco).
- Algunos de los rasgos deposicionales formados cuando el sedimento es movido por la deriva litoral y las corrientes litorales son las *flechas* (crestas alargadas de arena que se proyectan desde la tierra en la desembocadura de una bahía adyacente), las *barras de bahía* (barras de arena que atraviesan por completo una bahía) y los *tómbolos* (cúmulos de arena que conectan una isla con el continente o con otra isla). A lo largo de las llanuras de la costa atlántica y del Golfo, la zona litoral se caracteriza por *islas barrera*, crestas bajas de arena que discurren en paralelo a la costa a distancias comprendidas entre los 3 y los 30 kilómetros.
- Factores locales que influyen en la erosión de la línea de costa son: (1) la proximidad de una costa a ríos cargados de sedimento; (2) el grado de actividad tectónica; (3) la topografía y la composición del terreno; (4) los vientos y las condiciones meteorológicas predominantes, y (5) la configuración de la línea de costa y de las zonas próximas al litoral.
- La *estabilización firme* consiste en la construcción de estructuras masivas y duras para intentar proteger una costa de la erosión o impedir el movimiento de arena a lo largo de la playa. La estabilización firme incluye los *espigones* (paredes bajas construidas en ángulo recto a la costa para retener la arena en movimiento), los *rompeolas* (estructuras paralelas a la costa para protegerla de la fuerza de las grandes olas rompientes) y los *diques* (que acorazan la costa para impedir que las olas alcancen la zona situada detrás del muro). Entre las *alternativas a la estabilización firme* se cuentan la *alimentación de playa*, que supone la adición de arena para rellenar las playas erosionadas, y el *traslado* de los edificios dañados o amenazados.
- Debido a las diferencias geológicas básicas, *la naturaleza de los problemas de erosión de la costa a lo largo de las costas atlántica y pacífica de Norteamérica es muy diferente*. Gran parte del desarrollo ocurrido a lo largo de las costas atlántica y del Golfo se ha producido en islas barrera, que reciben toda la fuerza de las grandes tormentas. Gran parte de la costa del Pacífico se

caracteriza por estrechas playas respaldadas por escarpados acantilados y cordilleras montañosas. Un importante problema al que se enfrenta la línea de costa del Pacífico es un estrechamiento de las playas causado por la interrupción del flujo natural de los materiales a la costa debido a la construcción de presas para regadío y para el control de inundaciones.

- Una clasificación habitualmente utilizada de las costas se basa en los cambios que han ocurrido con respecto al nivel del mar. Las *costas de emersión*, a menudo con acantilados litorales y plataformas de abrasión por encima del nivel del mar, se desarrollan o bien porque un área experimenta levantamiento o bien como consecuencia de un descenso del nivel del mar. A la inversa, las *costas de inmersión*, con sus desembocaduras fluviales inundadas, denominadas *estuarios*, se crean cuando el nivel del mar se eleva o la tierra adyacente al mar se hunde.
- Las *mareas*, el ascenso y descenso diarios en la elevación de la superficie del océano en lugares determinados, están causadas por la *atracción gravitacional* de la Luna y, en una menor proporción, por el Sol. La Luna y el Sol producen un par de *pandeos mareales* en la Tierra cada uno. Estos pandeos mareales permanecen en posiciones fijas en relación con los cuerpos que se generan a medida que la Tierra rota a través de ellos, lo cual resulta en mareas altas y bajas alternas. Las *mareas vivas* tienen lugar cuando se aproximan los períodos de luna llena y luna nueva, cuando el Sol y la Luna están alineados y sus pandeos se suman y producen mareas especialmente altas y bajas (un *gran intervalo mareal diario*). A la inversa, las *mareas muertas* se producen alrededor de los períodos de cuarto creciente y cuarto menguante de la Luna, cuando los pandeos de la Luna y el Sol se sitúan en ángulo recto, lo cual produce un *intervalo mareal diario menor.*
- *En el mundo existen tres modelos mareales principales.* Un *modelo mareal diurno* exhibe una marea alta y una baja cada día; un *modelo mareal semidiurno* exhibe dos mareas altas y dos bajas aproximadamente de la misma altura cada día; y un *modelo mareal mixto* suele tener dos mareas altas y dos bajas de diferentes alturas cada día.
- Las *corrientes mareales* son movimientos horizontales del agua que acompañan a la subida y bajada de las mareas. Las *llanuras mareales* son las áreas que se ven afectadas por el avance y retroceso de las corrientes mareales. Cuando las corrientes mareales disminuyen de velocidad después de emerger de ensenadas estrechas, depositan el sedimento que finalmente crearán los *deltas mareales.*

Preguntas de repaso

1. Distinga entre costa, línea de costa, litoral y línea litoral.
2. ¿Qué es una playa? Distinga brevemente entre fondo de playa y berma. ¿De dónde proceden los sedimentos de la playa?
3. Enumere tres factores que determinen la altura, la longitud de onda y el período de una ola.
4. Describa el movimiento de un objeto flotante cuando pasa una ola (*véase* Figura 20.4).
5. Describa los cambios físicos que se producen en la velocidad, la longitud de onda y la altura de una ola a medida que ésta avanza hacia el agua somera y rompe.
6. Describa dos maneras mediante las cuales las olas causan erosión.
7. ¿Qué es la refracción de las olas? ¿Cuál es el efecto de este proceso a lo largo de las líneas de costa irregulares? (*véase* Figura 20.7.)
8. ¿Por qué a menudo las playas se denominan «ríos de arena»?
9. Describa la formación de las siguientes características: acantilados litorales, plataformas de abrasión, rasas, flechas, barras de bahía y tómbolos.
10. Enumere tres maneras mediante las cuales se originan las islas barrera.
11. Los daños provocados por un huracán pueden dividirse en tres grandes categorías. Enumérelas. ¿Qué categoría es responsable del mayor número de muertes relacionadas con un huracán (*véase* Recuadro 20.1)?
12. Enumere algunos ejemplos de estabilización firme y describa para qué sirve cada uno. ¿Qué efecto tiene cada uno en la distribución de arena en la playa?
13. Enumere dos alternativas a la estabilización firme, indicando los posibles problemas con cada una.

14. Relacione la formación de presas en los ríos con el encogimiento de las playas en muchos lugares a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos. ¿Por qué las playas más estrechas inducen una retirada acelerada de los acantilados marinos?

15. ¿Cuál es la relación entre la atmósfera más caliente y un aumento mundial del nivel del mar (*véase* Recuadro 20.3)?

16. ¿Qué rasgos observables le inducirían a clasificar un área costera como de emersión?

17. ¿Están los estuarios asociados con costas de inmersión o de emersión? Explíquelo.

18. Comente el origen de las mareas oceánicas. Explique por qué la influencia del Sol en las mareas terrestres es sólo aproximadamente la mitad de la correspondiente a la Luna, aunque el Sol es mucho mayor que la Luna.

19. Explique por qué un observador puede experimentar dos mareas altas distintas durante un mismo día (*véase* Figura 20.16).

20. ¿En qué se diferencian los modelos mareales diurno, semidiurno y mixto?

21. Distinga entre flujo y reflujo mareal.

22. ¿Cómo han afectado las mareas a la rotación de la Tierra? ¿Cómo demuestran los geólogos esta idea?

Términos fundamentales

abrasión
acantilado litoral
alimentación de playa
altura de ola
arco litoral
arrastre
barra de bahía
berma
corriente litoral
corriente mareal
costa
costa de emersión
costa de inmersión
chimenea litoral
delta mareal
deriva litoral o de playa
dique
espigón
estabilización firme
estuario
fetch
flecha
flujo mareal
frente de playa
isla barrera
línea de costa
línea litoral
litoral
longitud de onda
llanura mareal
malecón
marea
marea muerta
marea viva
modelo mareal diurno
modelo mareal mixto
modelo mareal semidiurno
período de ola
plataforma de abrasión
playa
playa alta
playa baja
rasa
reflujo de la marea
refracción de la ola
ribera cercana
rompeolas
tómbolo
zona litoral

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 21

Energía y recursos minerales

Recursos renovables y no renovables

Recursos energéticos

Carbón

Petróleo y gas natural
- Formación del petróleo
- Trampas petrolíferas

Algunos efectos ambientales de la combustión de los combustibles fósiles
- Contaminación del aire urbano
- El dióxido de carbono y el calentamiento global

Arenas asfálticas y lutitas bituminosas: ¿petróleo para el futuro?
- Arenas asfálticas
- Lutitas bituminosas

Fuentes de energía alternativas
- Energía nuclear
- Energía solar
- Energía eólica
- Energía hidroeléctrica
- Energía geotérmica
- Energía mareal

Recursos minerales

Recursos minerales y procesos ígneos
- Segregación magmática
- Diamantes
- Soluciones hidrotermales

Recursos minerales y procesos metamórficos

Meteorización y yacimientos de menas
- Bauxita
- Otros depósitos

Depósitos de placeres

Recursos minerales no metálicos
- Materiales de construcción
- Minerales industriales

Los materiales que extraemos de la Tierra son la base de la civilización moderna. Los recursos minerales y energéticos de la corteza son la materia prima a partir de la cual se fabrican los productos utilizados por la sociedad. Como la mayoría de las personas que vive en naciones muy industrializadas, quizá se dé cuenta de la cantidad de recursos que son necesarios para mantener su actual estilo de vida. En la Figura 21.1 se muestra el consumo anual *per capita* de varios recursos minerales metálicos y no metálicos en Estados Unidos. Se trata de la porción prorrateada para cada persona de los materiales que la industria necesita para proporcionar el enorme conjunto de casas, coches, electrodomésticos, cosméticos, envases, y así sucesivamente, que demanda la sociedad moderna. Las cifras son comparables a las de otros países muy industrializados, como Canadá, Australia y varias naciones de la Europa occidental.

El número de recursos minerales diferentes que necesitan las industrias modernas es grande. Aunque algunos países, entre ellos Estados Unidos, tienen depósitos sustanciales de muchos minerales importantes, ninguna nación es del todo autosuficiente. Esto refleja el hecho de que los yacimientos importantes están limitados en número y sean de aparición localizada. Todos los países deben depender del comercio internacional para satisfacer al menos alguna de sus necesidades.

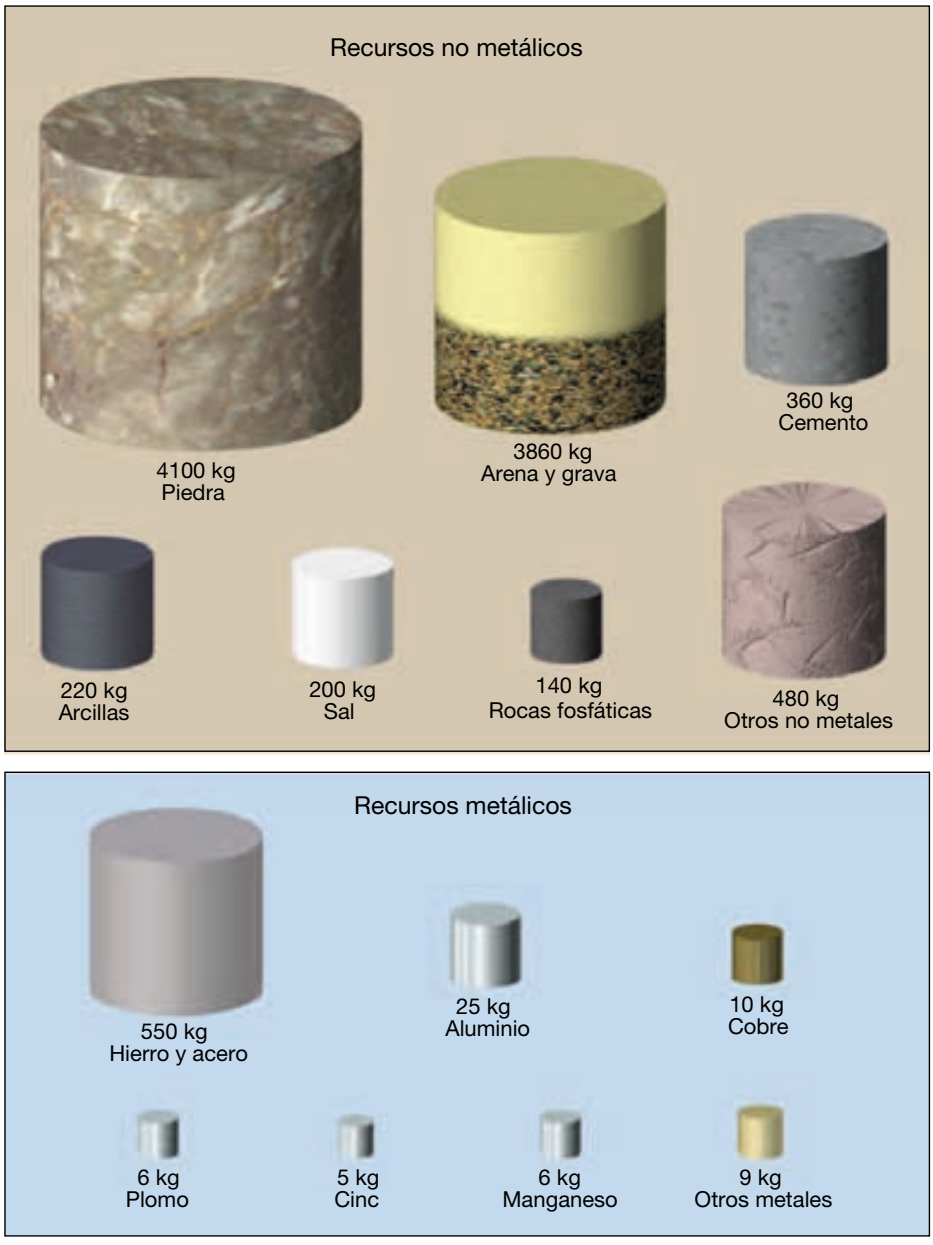


Figura 21.1 El consumo anual *per capita* de recursos minerales metálicos y no metálicos para Estados Unidos es de casi 10.000 kilogramos (10 toneladas). Alrededor del 94 por ciento de los materiales utilizados son no metálicos. (Tomado del U. S. Bureau of Mines.)

Recursos renovables y no renovables

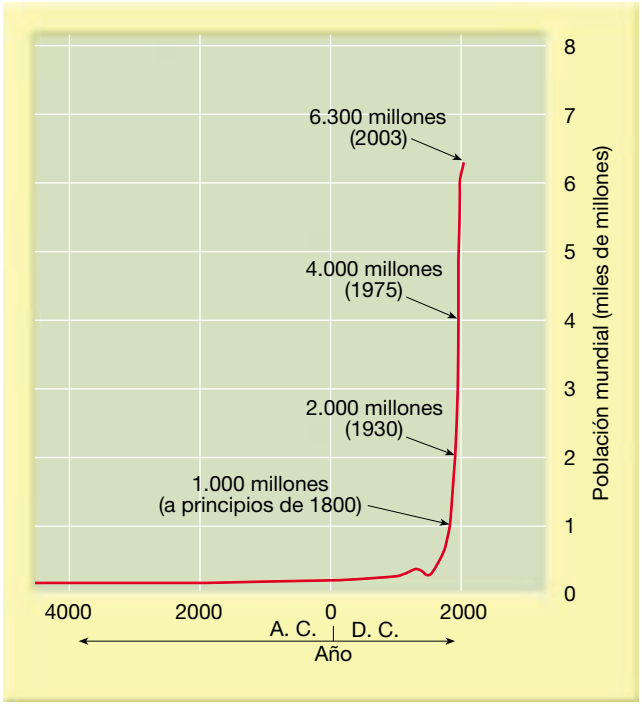
Los recursos suelen dividirse en dos amplias categorías: renovables y no renovables. Los **recursos renovables** pueden volver a recuperarse en tiempos relativamente cortos, de meses, años o decenios. Ejemplos comunes son las plantas y los animales que proporcionan alimento, las fibras naturales que sirven para la fabricación de ropas o los árboles para madera y papel. La energía procedente de las aguas de escorrentía, el viento y el sol se consideran también renovables.

Por el contrario, los **recursos no renovables** siguen formándose en la Tierra, pero los procesos que los crean son tan lentos que se tarda millones de años en acumular depósitos significativos. En lo que se refiere al ser humano, la Tierra contiene cantidades fijas de esas sustancias. Cuando se hayan extraído mediante bombeo o explotación minera los suministros actuales de la Tierra, no habrá más. Son ejemplos de estos últimos los combustibles (carbón, petróleo, gas natural) y muchos metales importantes (hierro, cobre, uranio, oro). Algunos de estos recursos no renovables, como el aluminio, pueden utilizarse una y otra vez; otros, como el petróleo no pueden reciclarse.

A veces, algunos recursos pueden pertenecer a cualquiera de las dos categorías, según cómo se utilicen. El agua subterránea es un ejemplo de ello. En los lugares donde se bombee del suelo a una velocidad que permita su recuperación, el agua subterránea puede clasificarse como recurso renovable. Sin embargo, en los lugares en los que el agua subterránea se extrae más deprisa de lo que se recarga, el nivel freático desciende de manera uniforme. En este caso se está «explotando» el agua subterránea exactamente igual que otros recursos no renovables*.

En la Figura 21.2 se pone de manifiesto el rápido crecimiento de la población de nuestro planeta. Aunque el número de habitantes no alcanzó 1.000 millones hasta el comienzo del siglo XIX, sólo 130 años después la población se duplicó hasta 2.000 millones. Entre 1930 y 1975 la cifra se volvió a duplicar, a 4.000 millones, y en 2015 más de 7.000 millones de personas poblarán la Tierra. Evidentemente, a medida que la población crece, la demanda de recursos también se amplía. Sin embargo, la velocidad de utilización de los recursos minerales y energéticos ha crecido más deprisa que la población. Esto es consecuencia de un nivel de vida cada vez mayor. En Estados Unidos, que sólo representa el 6 por ciento de la población mundial, utiliza aproximadamente el 30 por ciento de la producción anual mundial de recursos minerales y energéticos.

* El problema del descenso de los niveles freáticos se comenta en el Capítulo 11.

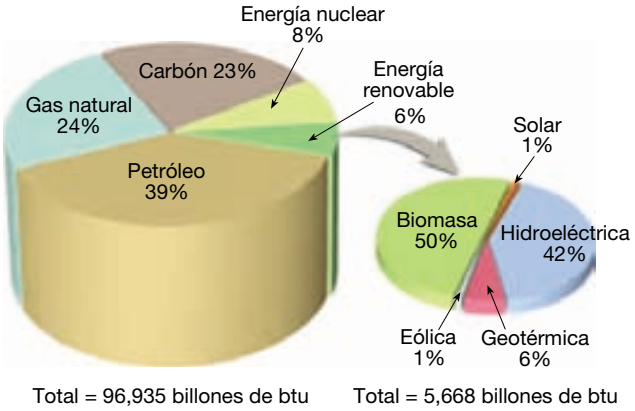


▲ **Figura 21.2** Crecimiento de la población mundial. Hasta el año 1800 no se alcanzó la cifra de 1.000 millones. En 2015, más de 7.000 millones de personas habitarán el planeta. La demanda de recursos básicos está creciendo más deprisa que la población. (Datos del Population Reference Bureau.)

¿Por cuánto tiempo los recursos que nos quedan nos permitirán mantener el nivel de vida cada vez mayor que caracteriza a los países industrializados actuales y seguirá abasteciendo las crecientes necesidades de las regiones en vías de desarrollo? ¿Cuánto deterioro ambiental estamos dispuestos a aceptar para conseguir recursos? ¿Pueden encontrarse alternativas? Si hemos de afrontar una demanda *per capita* creciente y una población mundial en crecimiento, debemos comprender cuáles son nuestros recursos y sus límites.

Recursos energéticos

El carbón, el petróleo y el gas natural son los principales combustibles de nuestra moderna economía industrial (Figura 21.3). Aproximadamente el 86 por ciento de la energía consumida en Estados Unidos en la actualidad procede de esos combustibles fósiles básicos. Aunque quizá no haya gran escasez durante muchos años, las reservas que conocemos están disminuyendo. Pese a las nuevas exploraciones, incluso en regiones muy remotas y ambientes muy severos, las nuevas fuentes de petróleo no mantienen el ritmo del consumo.



▲ **Figura 21.3** Consumo de energía de Estados Unidos, 2001. El total se aproximaba a los 97 billones de btu. Por cierto, un billón es 10^{12}, o un millón de millones. Un billón de btu es una unidad adecuada para referirse al uso total de energía en Estados Unidos. (Fuente: Departamento de Energía de Estados Unidos, Administración de Información sobre Energía.)

A menos que se descubran nuevas y grandes reservas de petróleo (lo que es posible, pero no probable), una porción mayor de nuestras necesidades futuras habrá de proceder del carbón y de fuentes de energía alternativa, como la energía nuclear, geotérmica, solar, eólica, mareal e hidroeléctrica (*véase* Recuadro 21.1). A veces se mencionan dos combustibles alternativos, las arenas asfálticas y las lutitas bituminosas, como nuevas fuentes prometedoras de combustibles líquidos. En las siguientes secciones, examinaremos brevemente los combustibles que han abastecido tradicionalmente nuestras necesidades energéticas, así como las fuentes que proporcionarán una porción creciente de nuestros requisitos futuros.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En la Figura 21.3 se muestra una biomasa como una forma de energía renovable. ¿Qué es exactamente la biomasa?

El término biomasa se refiere a la materia orgánica que puede quemarse directamente como combustible o transformarse para ser quemada. Biomasa es un término relativamente nuevo para los combustibles humanos más antiguos. Son ejemplos la madera de combustión, el carbón vegetal, los residuos de las cosechas y los restos de animales. La combustión de la biomasa tiene una importancia especial en las economías emergentes.

Carbón

Junto con el petróleo y el gas natural, al carbón se le suele denominar **combustible fósil.** Dicha designación es apropiada porque cada vez que quemamos carbón estamos utilizando la energía solar que fue almacenada por las plantas hace muchos millones de años. De hecho, estamos quemando un «fósil».



Recuadro 21.1 ▶ Entender la Tierra

Hidratos de gas: un combustible procedente de los sedimentos del fondo oceánico

Los *hidratos de gas* son estructuras químicas inusualmente compactas compuestas de agua y gas natural. El tipo más común de gas natural es el metano, que produce *hidrato de metano.* Los hidratos de gas natural aparecen debajo de zonas de permafrost en los continentes y bajo el fondo oceánico a profundidades inferiores a 525 metros.

La mayoría de los hidratos de gas oceánicos se crea cuando las bacterias descomponen la materia orgánica atrapada en los sedimentos del fondo oceánico, produciendo gas metano con pequeñas cantidades de etano y propano. Estos gases se combinan con el agua en los sedimentos de las profundidades oceánicas (donde las presiones son elevadas y las temperaturas, bajas) de modo que el gas queda atrapado dentro de una jaula en forma de reja de moléculas de agua.

Los buques que han perforado los hidratos de gas han extraído núcleos de barro mezclado con fragmentos y capas de hidratos de gas que se consumen y se evaporan con rapidez cuando se exponen a las condiciones relativamente cálidas y de baja presión en la superficie oceánica. Los hidratos de gas parecen fragmentos de hielo, pero se prenden cuando los encienden de una llama, ya que el metano y otros gases inflamables son liberados a medida que los hidratos de gas se evaporan.

En algunos cálculos se indica que hasta 20 billones de metros cúbicos de metano están atrapados en sedimentos que contienen hidratos de gas, lo que equivale aproximadamente al *doble* del carbono de las reservas combinadas de carbón, petróleo y gas convencional de la Tierra. Un gran inconveniente de la explotación de reservas de hidrato de gas es que éstas se descomponen rápidamente a las temperaturas y las presiones de la superficie. No obstante, en el futuro, estas enormes reservas de energía del fondo oceánico pueden ayudar a suministrar energía a la sociedad moderna.

El carbón ha sido un combustible importante durante siglos. En el siglo XIX y principios del XX, el carbón, barato y abundante, impulsó la revolución industrial. En 1900, el carbón proporcionaba el 90 por ciento de la energía utilizada en Estados Unidos. Aunque todavía importante, en la actualidad el carbón representa alrededor del 20 por ciento de las necesidades energéticas de esta nación (Figura 21.3).

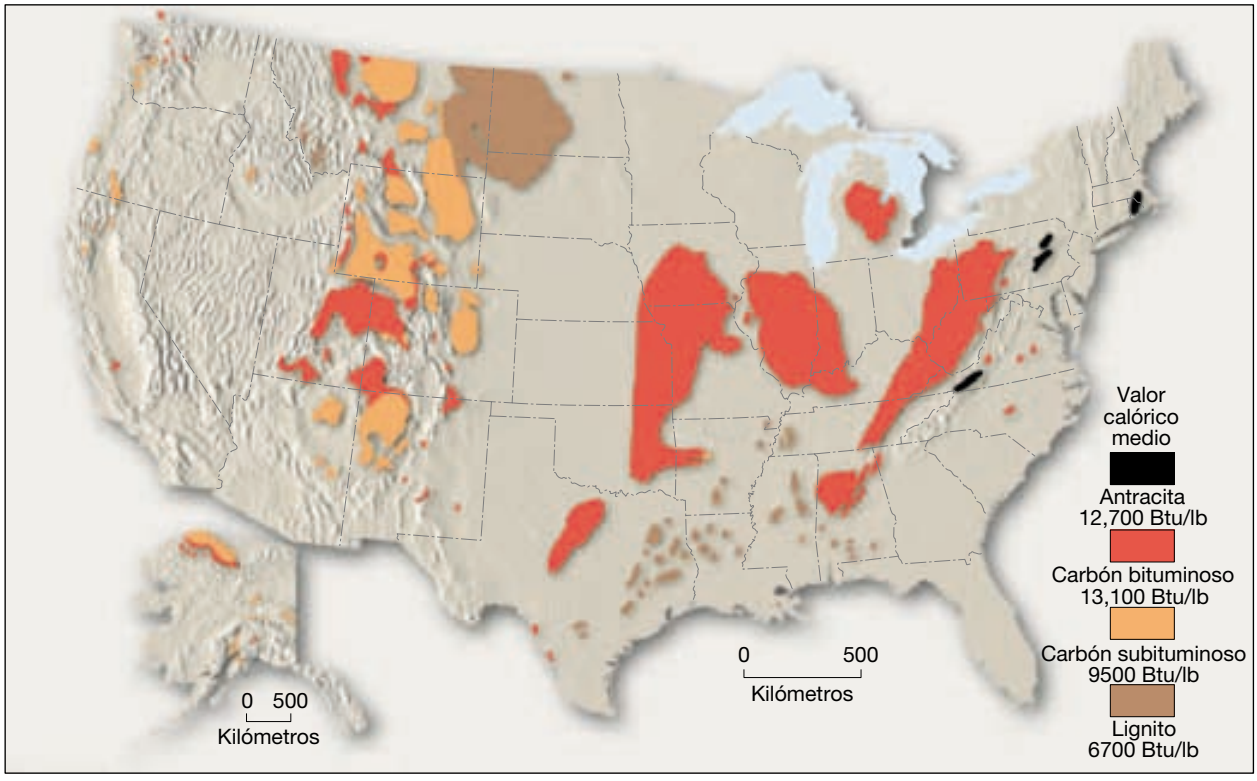
Hasta la década de los años cincuenta, el carbón constituyó un combustible importante para proporcionar calefacción doméstica, así como una fuente de energía para la industria. Sin embargo, su uso directo en el hogar ha sido en gran medida sustituido por el petróleo, el gas natural y la electricidad. Se prefieren estos combustibles porque es más fácil disponer de ellos (se distribuyen a través de tuberías, tanques o cables) y más limpios de usar.

No obstante, el carbón sigue siendo el principal combustible utilizado en las centrales de energía para nuestros hogares. Más del 70 por ciento del carbón que se consume en la actualidad se utiliza para la generación de electricidad. A medida que las reservas de petróleo vayan disminuyendo en los años venideros, puede aumentar el uso del carbón. Es posible ampliar la producción de carbón, porque el mundo tiene enormes reservas, así como la tecnología necesaria para extraerlo de manera eficaz de las minas. En Estados Unidos, los yacimientos de carbón son abundantes y su suministro duraría centenares de años (Figura 21.4).

Aunque el carbón es abundante, su recuperación y su uso representan una serie de problemas. La minería de superficie puede convertir el paisaje en un erial lleno de cicatrices si no se lleva a cabo una recuperación cuidadosa (y costosa) para restaurar el terreno. (En la actualidad, todas las canteras de Estados Unidos deben restaurar el terreno.) Aunque las minas subterráneas no crean cicatrices en el paisaje con la misma intensidad, han sido costosas en términos de salud y vidas humanas.

Además, la minería subterránea dejó de ser hace tiempo una operación de pico y pala, y en la actualidad es un proceso muy mecanizado e informatizado. Las firmes leyes federales de seguridad han hecho que la minería estadounidense sea bastante segura. Sin embargo, siguen existiendo los riesgos de hundimiento de los techos, y de explosiones de gas, así como los derivados de trabajar con equipo pesado.

La contaminación del aire es un problema importante asociado con la combustión del carbón. Mucho carbón contiene cantidades significativas de azufre. Pese a los esfuerzos por eliminar el azufre antes de quemar el carbón,



▲ **Figura 21.4** Yacimientos de carbón de Estados Unidos. (Datos del Bureau of Mines, Departamento de Interior de Estados Unidos.)

siempre queda algo; cuando el carbón se quema, el azufre se transforma en nocivos gases de óxido de azufre. A través de una serie de reacciones químicas complejas que ocurren en la atmósfera, los óxidos de azufre se convierten en ácido sulfúrico, que luego cae a la superficie terrestre en forma de lluvia o de nieve. Esta lluvia o nevada ácida puede tener efectos ecológicos adversos sobre áreas extensas (*véase* Recuadro 6.2).

Como probablemente ninguno de los problemas que se acaban de mencionar vaya a impedir una mayor utilización de este combustible, importante y abundante, deben hacerse esfuerzos más intensos para corregir los problemas asociados con la minería y el uso del carbón.

Petróleo y gas natural

El petróleo y el gas natural se encuentran en entornos similares y normalmente aparecen juntos. Los dos consisten en diversos compuestos de hidrocarburos (compuestos que contienen hidrógeno y carbono) mezclados entre sí. También pueden contener pequeñas cantidades de otros elementos, como azufre, nitrógeno y oxígeno. Como el carbón, el petróleo y el gas natural son productos biológicos derivados de los restos de organismos. Sin embargo, los ambientes en los que se formaron, así como los organismos de los que derivan, son muy diferentes. El carbón se forma fundamentalmente a partir de materia vegetal que se acumuló en un entorno pantanoso por encima del nivel del mar. El petróleo y el gas proceden de los restos de plantas y animales de origen marino.

Formación del petróleo

La formación del petróleo es compleja y no totalmente comprendida. No obstante, sabemos que empieza con la acumulación de sedimentos en áreas oceánicas ricas en restos vegetales y animales. Estas acumulaciones deben aparecer allí donde la actividad biológica es elevada, como en las áreas próximas a la costa. Sin embargo, la mayoría de los entornos marinos son ricos en oxígeno, lo que lleva a la descomposición de los restos orgánicos antes de que puedan ser enterrados por otros sedimentos. Por consiguiente, las acumulaciones de petróleo y de gas no están tan generalizadas como los entornos marinos que sustentan la abundante actividad biológica. A pesar de este factor limitante, grandes cantidades de materia orgánica se entierran y protegen de la oxidación en muchas cuencas sedimentarias cerca de la costa. Al aumentar el enterramiento a lo largo de millones de años, las reacciones químicas transforman gradualmente parte de la materia orgánica original en los hidrocarburos líquidos y gaseosos que denominamos petróleo y gas natural.

A diferencia de la materia orgánica a partir de la cual se formaron, el petróleo y el gas natural recién creados son móviles. Esos fluidos son gradualmente exprimidos de las capas compactadas, ricas en fango, donde se originan, hacia lechos permeables adyacentes, como la arenisca, donde los poros entre los granos de sedimento son mayores. Dado que esto ocurre bajo el agua, las capas de roca que contienen el petróleo y el gas se saturan de agua. Pero el petróleo y el gas son menos densos que el agua, de manera que migran hacia arriba a través de los espacios porosos llenos de agua de las rocas que los encierran. A menos que algo obstaculice esta migración ascendente, los fluidos acabarán alcanzando la superficie, momento en el cual los componentes volátiles se evaporarán.

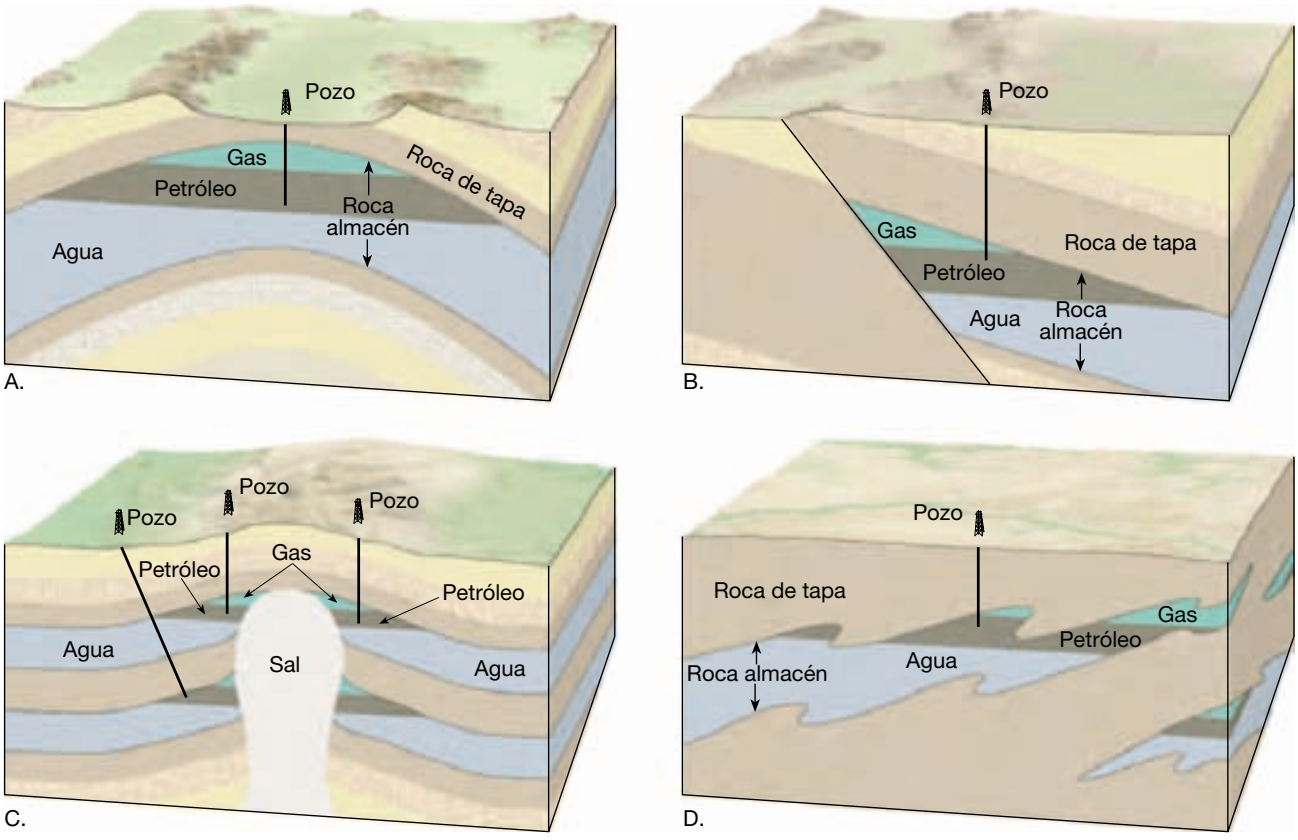
Trampas petrolíferas

A veces la migración ascendente se ve interrumpida. Un ambiente geológico que permite la acumulación de cantidades económicamente significativas de petróleo y gas bajo tierra se denomina **trampa petrolífera.** Diversas estructuras geológicas pueden actuar como trampas petrolíferas, pero todas tienen en común dos condiciones básicas: una **roca almacén,** permeable y porosa, que suministrará petróleo y gas natural en cantidades suficientes para hacer rentable la perforación; y una **roca de tapa impermeable,** como las lutitas, que son prácticamente impermeables al petróleo y al gas. La roca de tapa interrumpe el sentido ascendente del petróleo y el gas e impide que escapen a la superficie.

En la Figura 21.5 se ilustran algunas trampas comunes de petróleo y gas natural. Una de las más sencillas es un *anticlinal*, una serie de estratos sedimentarios arqueados hacia arriba (Figura 21.5A). A media que los estratos se pliegan, el petróleo y el gas ascendentes se acumulan en su charnela. Debido a su menor densidad, el gas natural se acumula por encima del petróleo. Los dos descansan sobre el agua, más densa, que satura la roca almacén. Uno de los mayores campos petrolíferos del mundo, El Nala, en Arabia Saudí, es consecuencia de una trampa anticlinal, al igual que el famoso Teapot Dome en Wyoming.

En los lugares donde los estratos se desplazan de tal manera que consiguen arrastrar una roca almacén buzante hasta colocarla frente a una capa impermeable, como se muestra en la Figura 21.5B, se forman *trampas de falla*. En este caso, la migración ascendente del petróleo y el gas se interrumpirá allí donde se encuentra la falla.

En la región de la llanura costera del golfo de Estados Unidos, se producen acumulaciones importantes de



▲ **Figura 21.5** Trampas petrolíferas comunes. **A.** Anticlinal. **B.** Trampa de falla. **C.** Domo salino. **D.** Trampa estratigráfica.

petróleo en asociación con *domos salinos*. Esas áreas tienen potentes acumulaciones de estratos sedimentarios, entre ellos los de salgema. La sal que aparece a grandes profundidades se ha visto forzada a ascender en columnas por la presión de los estratos situados por encima de ella. Estas columnas ascendentes de sal deforman gradualmente los estratos que tienen por encima. Dado que el petróleo y el gas migran al nivel más elevado posible, se acumulan en los estratos levantados de arenisca, adyacentes a la columna de sal (Figura 21.5C).

Aún hay otra importante situación geológica que puede inducir acumulaciones significativas de petróleo y gas, denominada *trampa estratigráfica*. Estas estructuras que contienen petróleo se forman principalmente como consecuencia del modelo original de sedimentación, más que como consecuencia de deformación estructural. La trampa estratigráfica ilustrada en la Figura 21.5D existe porque un estrato inclinado de arenisca se acuña lateralmente hasta desaparecer.

Cuando se perfora la cubierta creada por la roca de tapa, el petróleo y el gas natural, que están bajo presión, migran desde los espacios porosos de la roca madre hasta el orificio de perforación. En algunas ocasiones, aunque raras, la presión del fluido es grande y puede obligar al petróleo a ascender por el orificio de perforación hasta la superficie creando un «pozo surgente», o fuente de petróleo en la superficie. Normalmente, sin embargo, se precisa una bomba para sacar el petróleo.

La perforación no es la única manera mediante la cual el petróleo y el gas pueden escapar de una trampa. Las trampas pueden romperse por las fuerzas naturales. Por ejemplo, los movimientos de la Tierra pueden crear fracturas que permitan la salida de los fluidos con hidrocarburos. La erosión en la superficie puede abrir una brecha en la trampa, con resultados similares. Cuanto más antiguos sean los estratos de roca, mayor será la probabilidad de que una tapadera se vea afectada por la deformación o la erosión. De hecho, no en todas las edades las rocas proporcionan petróleo y gas en las mismas proporciones. La mayor producción procede de las rocas más jóvenes, las del Cenozoico. Las rocas del Mesozoico, más antiguas, producen considerablemente menos, seguidas de los estratos aún más antiguos del Paleozoico, que producen cantidades aún menores. No se produce prácticamente petróleo en las rocas más antiguas, las del Precámbrico.

Algunos efectos ambientales de la combustión de los combustibles fósiles

La humanidad se enfrenta a una amplia diversidad de problemas ambientales causados por ella misma. Entre los más graves se cuentan los impactos sobre la atmósfera que son consecuencia de la combustión de los combustibles fósiles. La contaminación del aire urbano, la lluvia ácida y el calentamiento global (efecto invernadero) están estrechamente vinculados al uso de esos recursos energéticos básicos.

Contaminación del aire urbano

Los *contaminantes del aire* son partículas y gases transportados por el aire que aparecen en concentraciones que ponen en peligro la salud y el bienestar de los organismos y alteran el funcionamiento ordenado del ambiente.

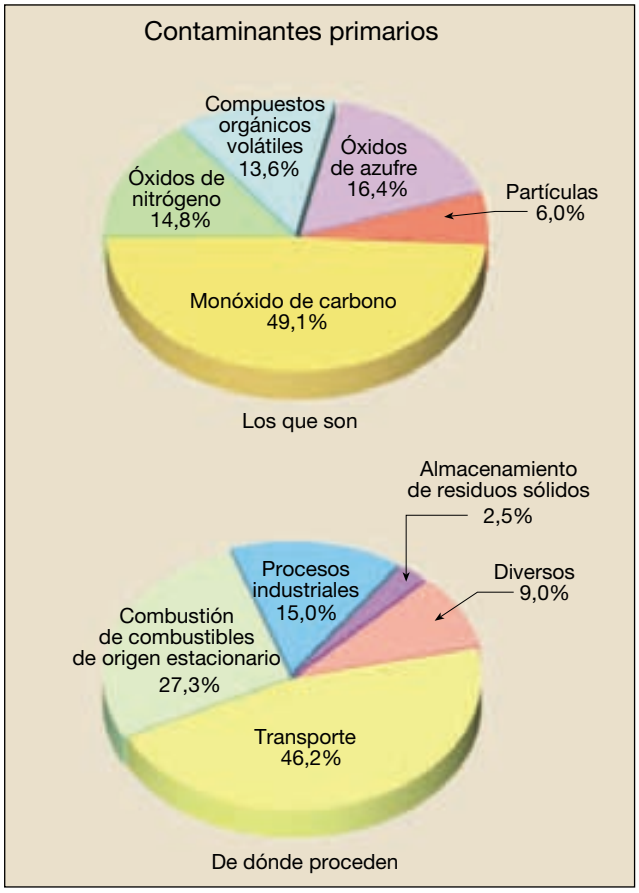
Para las personas que viven en las ciudades, la contaminación del aire es una cuestión grave. La ciudad se ha descrito, con toda precisión, como un reactor químico gigante que puede producir una notable variedad de productos indeseables. En la Figura 21.6 se muestran los principales contaminantes primarios y las fuentes que los producen. Los *contaminantes primarios* son emitidos directamente a partir de fuentes identificables. Contaminan el aire inmediatamente después de ser emitidos.

La importancia de la categoría de transporte es obvia. El consumo de combustibles para transporte representa casi la mitad de nuestra contaminación (en peso). Los centenares de millones de coches y camiones que circulan por las carreteras son los principales contribuyentes en esta categoría. En la Figura 21.6 se muestra también que la segunda gran fuente de contaminantes primarios es la combustión procedente de fuentes estacionarias, como las plantas generadoras de electricidad.

Cuando se producen reacciones químicas entre los contaminantes primarios, se forman los *contaminantes secundarios*. La nociva mezcla de gases y de partículas que constituyen el *smog* urbano es un ejemplo importante; el *smog* se crea cuando los compuestos orgánicos volátiles y los óxidos de nitrógeno procedentes de los tubos de escape de los vehículos reaccionan en presencia de la luz del sol (*véase* Recuadro 21.2).

El dióxido de carbono y el calentamiento global

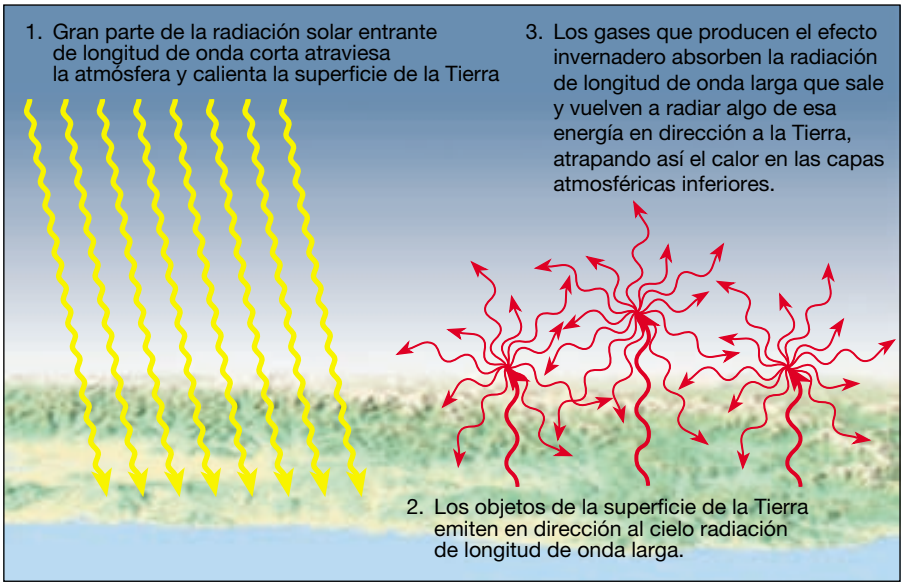
El calentamiento de las capas inferiores de la atmósfera es un problema a escala mundial. A diferencia de la lluvia ácida y de la contaminación del aire urbano, esta cuestión no



▲ **Figura 21.6** Principales contaminantes primarios y sus fuentes. Los porcentajes se calculan en función del peso. (Datos de la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos.)

está asociada con ninguno de los contaminantes primarios de la Figura 21.6. Antes bien, la conexión entre el calentamiento global y la quema de combustibles fósiles está relacionada con un producto básico de la combustión, el dióxido de carbono.

Efecto invernadero El dióxido de carbono (CO_2) es un gas que se encuentra de forma natural en la atmósfera y que está aumentando como consecuencia de la quema de los combustibles. Aunque el CO_2 representa sólo alrededor del 0,037 por ciento (370 partes por millón) del aire limpio y seco, desde el punto de vista meteorológico este porcentaje es, sin embargo, significativo. La importancia del dióxido de carbono reside en el hecho de que es transparente a la radiación solar entrante de longitud de onda corta, pero no lo es a una parte de la radiación de longitud de onda más larga emitida por la Tierra (Figura 21.7). Una porción de la energía que abandona el suelo es absorbida por el dióxido de carbono y posteriormente reemitida en parte hacia la superficie, manteniendo con ello



◀ **Figura 21.7** El calentamiento de la atmósfera. La mayor parte de la radiación de longitud de onda corta procedente del Sol que no se refleja de vuelta al espacio atraviesa la atmósfera y es absorbida por la superficie continental y oceánica de la Tierra. Luego, esta energía se emite desde la superficie en forma de radiación de longitud de onda más larga; gran parte de esta radiación es absorbida por ciertos gases de la atmósfera. Una parte de la energía absorbida por la atmósfera se radiará en dirección a la Tierra. Este efecto, llamado efecto invernadero, es el responsable de mantener la superficie terrestre mucho más caliente de lo que estaría.

más caliente el aire que está cerca del suelo de lo que estaría sin dióxido de carbono. Por tanto, el dióxido de carbono es uno de los gases responsables del calentamiento de las capas inferiores de la atmósfera. El proceso se denomina *efecto invernadero* (Figura 21.7). Dado que el dióxido de carbono es un absorbente calorífico importante, cualquier cambio en el contenido de dióxido de carbono del aire podría alterar las temperaturas de las capas inferiores de la atmósfera.

Los niveles de CO_2 están aumentando Aunque la proporción del dióxido de carbono del aire es relativamente uniforme en cualquier momento, su porcentaje ha ido aumentando de manera estable durante más de un siglo (Figura 21.8). Gran parte de este aumento es consecuencia de la quema de cantidades crecientes de combustibles fósiles*. Desde la mitad del siglo XIX hasta 2003, ha habido un incremento de más del 25 por ciento del contenido de dióxido de carbono en el aire.

Respuesta de la atmósfera Dado el aumento del contenido de dióxido de carbono de la atmósfera, ¿han aumentado en realidad las temperaturas a escala mundial? La respuesta es afirmativa. Un informe del Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)** indica lo siguiente:

- Durante el siglo XX, la temperatura superficial media del mundo aumentó alrededor de 0,6 °C.
- A escala mundial, es muy probable que los años noventa fueran la década más cálida y que 1998 fuera el año más caluroso desde 1861 (Figura 21.9).
- En los nuevos análisis de datos del hemisferio norte se indica que es probable que el aumento de la temperatura en el siglo XX haya sido el mayor de cualquier siglo durante los últimos 1.000 años.

¿Estas tendencias térmicas son provocadas por la actividad humana o habrían sucedido de todos modos? Los científicos son cautelosos, pero parecen convencidos de que la actividad humana ha representado un papel importante. En un informe del IPCC de 1996 se afirmaba que «el balance de las pruebas sugiere una influencia humana apreciable en el clima mundial»*. Cinco años después, el IPCC afirmó que «hay pruebas nuevas y más convincentes de que la mayor parte del calentamiento observado durante los últimos 50 años es atribuible a la actividad humana»**. ¿Pero qué depara el futuro? En los modelos se proyectan unos niveles de CO_2 atmosférico de 540 a 970 ppm para el año 2100. Con un aumento de este tipo, ¿cómo cambiarán las temperaturas mundiales? A continuación se expone algo de lo que el informe de 2001 del IPCC tiene que decir al respecto***:

* Aunque la utilización de los combustibles fósiles es el medio principal por el que los seres humanos añaden CO_2 a la atmósfera, el aclaramiento de los bosques, especialmente en los trópicos, contribuye también de manera sustancial. El dióxido de carbono se va liberando conforme la vegetación se quema o se descompone.
** Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 2001: The Scientific Basis.* Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press, 2001, pág. 2.

* Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 1995: The Science of Climate Change.* Nueva York: Cambridge University Press, 1996.
** IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, pág. 10.
*** IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, pág. 13.



Recuadro 21.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

Aerosoles procedentes del «Volcán humano»

El aumento de los niveles de dióxido de carbono y otros gases invernadero en la atmósfera es la influencia humana más directa en el clima mundial. Pero no es el único impacto. Las actividades humanas que contribuyen al contenido de aerosoles en la atmósfera también afectan al clima mundial. Los *aerosoles* son partículas pequeñas, a menudo microscópicas, líquidas y sólidas, que están suspendidas en el aire. Los aerosoles atmosféricos están compuestos por muchos materiales distintos, entre ellos el suelo, el humo, la sal marina y el ácido sulfúrico. Las fuentes naturales son numerosas e incluyen fenómenos como las tormentas de polvo y los volcanes. En el Capítulo 5 hemos aprendido que algunos volcanes explosivos (como el monte Pinatubo) emiten grandes cantidades de dióxido de azufre hacia la atmósfera. Este gas se combina con el vapor de agua y produce nubes de pequeños aerosoles de ácido sulfúrico que pueden provocar un descenso de las temperaturas del aire cerca de la superficie al reflejar la energía solar hacia el espacio. Por consiguiente, se debe a aerosoles de ácido sulfúrico producidos por las actividades humanas.

En la actualidad, la contribución humana de aerosoles a la atmósfera *iguala* la cantidad emitida por las fuentes naturales. La mayoría de aerosoles generados por el ser humano procede del dióxido de azufre emitido durante la combustión de combustibles fósiles y como una consecuencia de la combustión de vegetación para despejar los terrenos agrícolas. Las reacciones químicas de la atmósfera transforman el dióxido de azufre en aerosoles de azufre, el mismo material que produce la lluvia ácida (*véase* Recuadro 6.2).

Los aerosoles producidos por la actividad humana actúan directamente reflejando la luz solar hacia el espacio e indirectamente formando nubes, reflectores «más brillantes». El segundo efecto está relacionado con el hecho de que los aerosoles de ácido sulfúrico atraen agua y, por tanto, son especialmente eficaces como núcleos de condensación de nubes (pequeñas partículas sobre las que el vapor de agua se condensa). La gran cantidad de aerosoles producida por las actividades humanas (en especial las emisiones industriales) provocan un aumento de la cantidad de gotas que se forman en el interior de una nube. Un número mayor de gotitas aumenta el brillo de la nube, es decir, se refleja más luz solar hacia el espacio.

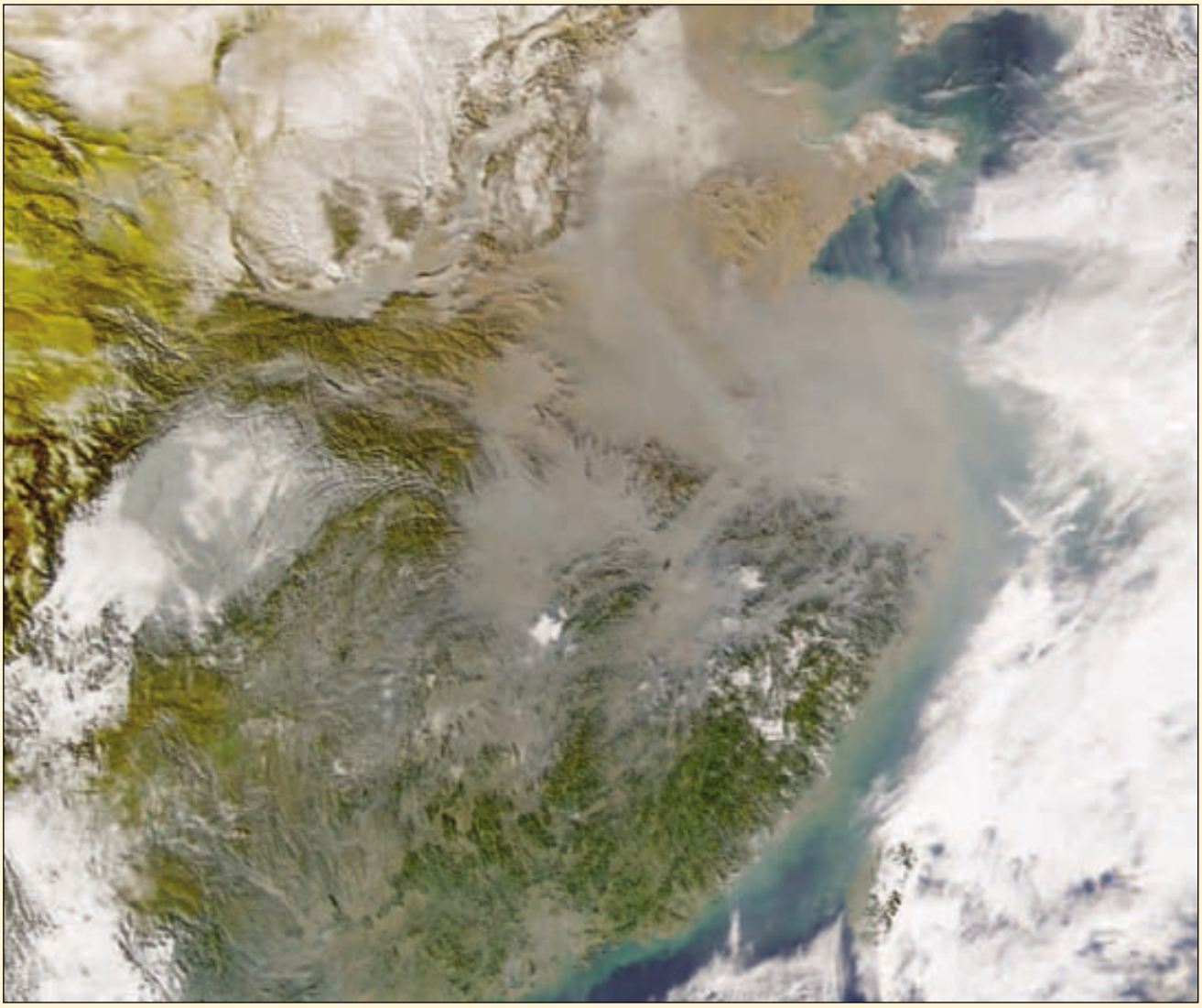
A través de la reducción de la cantidad de energía solar disponible para el sistema climático, los aerosoles tienen un claro efecto refrigerante. En algunos estudios se indica que el efecto refrigerante de los aerosoles generados por el ser humano podría compensar una parte del calentamiento mundial causado por las cantidades crecientes de gases invernadero en la atmósfera. La magnitud y la extensión del efecto refrigerante de los aerosoles son muy inciertas. Esta incertidumbre es un obstáculo importante en el avance de nuestro conocimiento de cómo los seres humanos alteran el clima terrestre.

Es importante señalar algunas diferencias significativas entre el calentamiento global por gases invernadero y el enfriamiento por aerosoles. Tras su emisión, los gases invernadero como el dióxido de carbono permanecen en la atmósfera durante muchas décadas. Por el contrario, los aerosoles liberados en la zona inferior de la atmósfera permanecen allí durante sólo unos pocos días o, como máximo, unas pocas semanas antes de que la precipitación los «limpie». A causa de su corta supervivencia en la atmósfera, los aerosoles generados por el ser humano se distribuyen de manera irregular por el mundo. Como cabía esperar, se concentran cerca de las áreas que los producen, es decir, las regiones industrializadas que queman combustibles fósiles y las zonas continentales donde se quema vegetación (Figura 21.A).

Dado que la supervivencia de los aerosoles generados por el ser humano en la atmósfera es corta, el efecto del «volcán humano» en el clima actual está determinado por la cantidad de material emitido durante las semanas anteriores. Por el contrario, el dióxido de carbono liberado en la atmósfera permanece durante períodos mucho más largos y, por tanto, influye en el clima durante muchas décadas.

- Se prevé que la temperatura superficial media de la Tierra aumentará entre 1,4 y 5,8 °C en 2100.
- La velocidad prevista de calentamiento es mucho mayor que los cambios observados durante el siglo XX y es muy probable que no tenga precedentes durante al menos los últimos 10.000 años.
- Es muy probable que casi todas las zonas continentales se calienten con más rapidez que la media mundial, en particular las zonas situadas en las latitudes altas septentrionales durante la estación fría.

Algunas posibles consecuencias Los efectos de un rápido cambio térmico son una cuestión muy preocupante e incierta. Dado que el sistema climático es tan complejo, la predicción de la distribución de cambios regionales concretos es todavía muy especulativa. Sin embargo, pueden darse escenarios plausibles para escalas mayores de espacio y tiempo. Un impacto importante del calentamiento mundial inducido por el ser humano es un probable aumento del nivel del mar. Este efecto se examina en el Capítulo 20, Recuadro 20.3. Entre los posibles cambios climáticos se cuentan las modificaciones en las trayectorias de las tormentas ciclónicas a gran escala, que, a

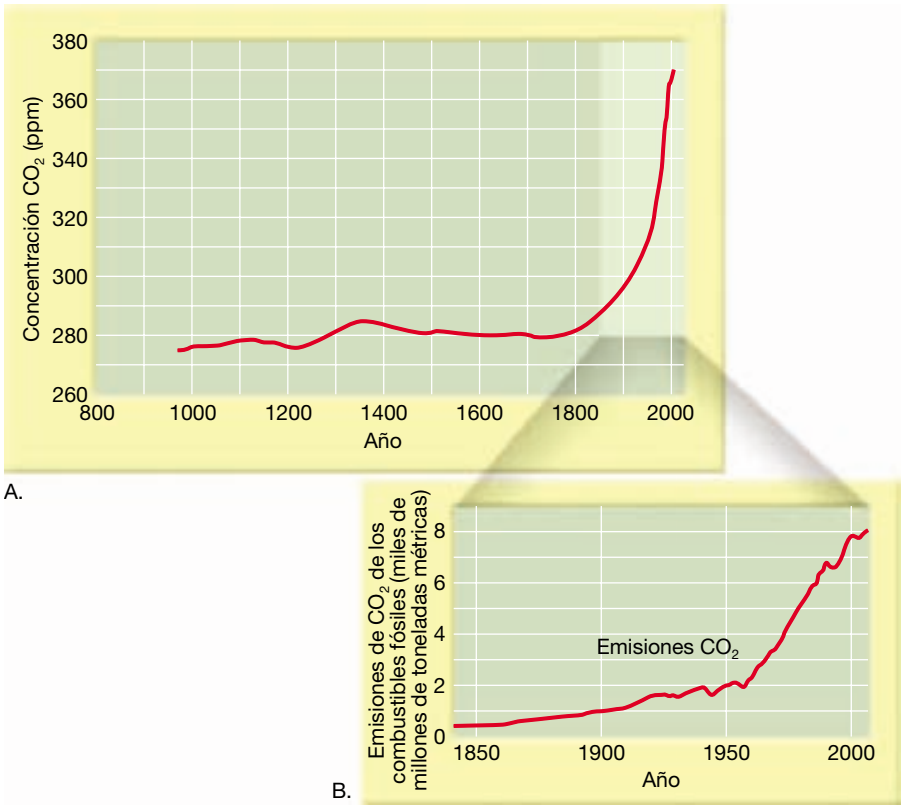


▲ **Figura 21.A** Los aerosoles generados por el ser humano se concentran cerca de las áreas que los producen. Dado que los aerosoles reducen la cantidad de energía solar disponible en el sistema climático, tienen un claro efecto refrigerante. En esta imagen por satélite se muestra una capa densa de contaminación sobre el centro de China; lo suficientemente densa como para que una parte de la línea de costa sea difícil de ver. Es fácil de distinguir la contaminación (gris) de las nubes (blanco brillante). (Imagen cortesía de la NASA.)

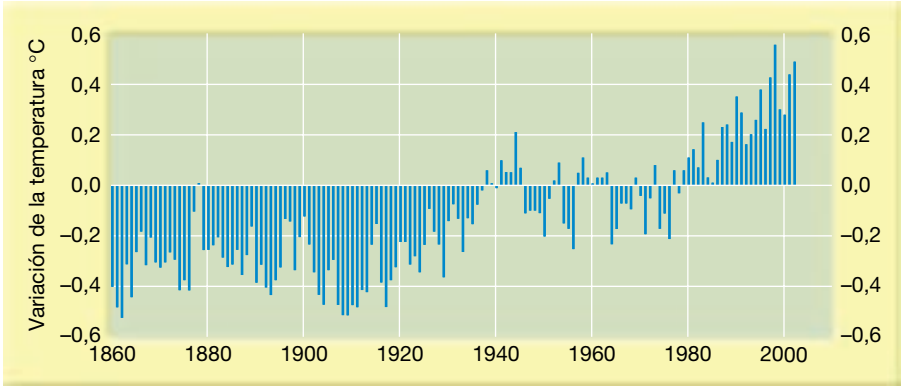
su vez, afectarán a la distribución de la precipitación y la aparición de un clima severo. Otras posibilidades son las tormentas tropicales más fuertes y el aumento de la frecuencia y la intensidad de las olas de calor y las sequías (Tabla 21.1).

Los cambios que se produzcan adoptarán probablemente la forma de modificaciones ambientales graduales que serán imperceptibles para la mayoría de las personas de un año para el otro. Aunque los cambios quizá sean graduales, los efectos tendrán claras e importantes consecuencias económicas, sociales y políticas.

El carbón, el petróleo y el gas natural son fuentes de energía vitales que impulsan el mundo moderno. Sin embargo, los beneficios que proporcionan esos combustibles básicos y de coste relativamente bajo no están exentos de costes ambientales. Entre las consecuencias de su uso se cuentan tres serios impactos atmosféricos: contaminación del aire urbano, lluvia ácida y calentamiento global. El ser humano está alterando claramente la composición del aire. No sólo se deja sentir esta influencia local y regionalmente, sino que se extiende a todo el mundo y a muchos kilómetros por encima de la superficie de la Tierra.



▶ **Figura 21.8** **A.** Concentraciones de dióxido de carbono (CO_2) en los últimos 1.000 años. Gran parte del registro se basa en datos obtenidos de muestras de hielo de la Antártida. Las burbujas de aire atrapadas en el hielo glaciar proporcionan testigos de sondeo de muestras de las atmósferas antiguas. El registro de 1958 procede de determinaciones directas del CO_2 atmosférico tomadas en el observatorio de Mauna Loa, Hawaii. **B.** Emisiones de CO_2 de los combustibles fósiles. El rápido incremento de la concentración de CO_2 desde el comienzo de la industrialización ha ido paralelo al aumento de las emisiones de CO_2 procedentes de los combustibles fósiles.



▲ **Figura 21.9** Variaciones de la media anual de la temperatura global para el período 1860-2002. La base de comparación es la media del período 1961-1990 (la línea 0,0 del gráfico). Cada barra estrecha del gráfico representa la desviación de la temperatura media mundial con respecto a la media de 1961-1990 para un año. Por ejemplo, la temperatura media mundial de 1862 fue más de 0,5 °C *inferior a* la media de 1961-1990, mientras que la media mundial de 1998 fue más de 0,5 °C superior. (En concreto, 1998 fue 0,56 °C más caluroso.) En el gráfico de barras se indica con claridad que puede haber *variaciones significativas de un año a otro.* Pero en el gráfico también se muestra una tendencia. Las temperaturas medias mundiales estimadas han estado por encima de la media 1961-1990 todos los años desde 1978. En el ámbito mundial, los años 90 fueron la década más calurosa, y los años 1998 y 2002 los más calurosos, desde 1861. (Modificado y actualizado según G. Bell, *et al.* «Climate Assessment for 1998», *Bulletin of the American Meteorological Society,* Vol. 80, núm. 5, mayo 1999, pág. 54.)

Tabla 21.1 Previsión de cambios y efectos del calentamiento global en el siglo XXI (probabilidad estimada)*

Temperaturas máximas más elevadas; más días calurosos y olas de calor sobre casi todas las áreas continentales (*muy probable*)
Temperaturas mínimas más elevadas; menos días fríos, de helada, y olas frías sobre casi todas las áreas continentales (*muy probable*)
Precipitaciones más intensas (muy probable en muchas áreas)
Aumento de la sequía estival sobre la mayoría de los interiores continentales de latitud media y riesgo de sequía asociada (*probable*)
Aumento de las intensidades máximas del viento de los ciclones tropicales y las intensidades medias y máximas de la precipitación (*probable* en algunas áreas)
Sequías e inundaciones intensificadas asociadas con El Niño en muchas regiones diferentes (*probable*)
Aumento de la variabilidad de la precipitación monzónica veraniega en Asia (*probable*)
Aumento de la intensidad de las tormentas de latitud media (incierto)

FUENTE: IPCC: 2001.
* *Muy probable* indica una probabilidad del 90-99 por ciento. *Probable* indica una probabilidad del 67-90 por ciento.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Es el dióxido de carbono el único gas responsable del calentamiento mundial?

No. Aunque el dióxido de carbono es el más importante, otros gases también representan un papel. En los últimos años, los científicos han descubierto que las actividades industriales y agrícolas humanas están provocando la formación de varios gases trazas que también pueden representar un papel importante. Se denominan así porque sus concentraciones son mucho menores que las del dióxido de carbono. Los gases trazas que parecen ser más importantes son el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O) y los clorofluorocarbonos (CFC). Estos gases absorben ondas largas de radiación emitida desde la Tierra que, de otro modo, se escaparían al espacio. Aunque por separado su impacto es modesto, los efectos de la unión de estos gases trazas pueden ser casi tan grandes como el del CO_2 en el calentamiento de la atmósfera inferior.

Arenas asfálticas y lutitas bituminosas: ¿petróleo para el futuro?

En los próximos años el suministro mundial de petróleo disminuirá. Cuando esto suceda será sustituido por hidrocarburos de menor grado. Son los combustibles procedentes de las arenas asfálticas y las lutitas bituminosas.

Arenas asfálticas

Las *arenas asfálticas* suelen ser mezclas de arcilla y arena combinadas con agua y cantidades variables de un alquitrán negro, muy viscoso, conocido como *bitumen*. La utilización del término *arena* puede llevar a confusión, porque no todos los depósitos están asociados con arenas y areniscas. Algunos aparecen en otros materiales, entre ellos las lutitas y las calizas. El petróleo de esos depósitos es muy similar a los densos petróleos crudos bombeados de los pozos. La principal diferencia entre los depósitos de petróleo convencional y los depósitos de arena asfáltica reside en la viscosidad (resistencia al flujo) del petróleo que contienen. En las arenas asfálticas, el petróleo es mucho más viscoso y no puede ser simplemente bombeado.

En muchas partes del mundo hay importantes depósitos de arenas asfálticas. Los dos mayores de estos depósitos son el yacimiento Athabasca, en la provincia canadiense de Alberta, y el depósito del río Orinoco, en Venezuela (Figura 21.10).



▲ **Figura 21.10** En Norteamérica, los mayores depósitos de arenas asfálticas aparecen en la provincia canadiense de Alberta. Conocidas como las arenas asfálticas de Athabasca, esos depósitos cubren un área de más de 42.000 kilómetros cuadrados. Los principales depósitos de arenas asfálticas de Alberta contienen más de 1,7 trillones de barriles de bitumen. Sin embargo, gran parte del bitumen no puede extraerse a un coste razonable. Con la tecnología actual, se calcula que sólo pueden extraerse unos 300.000 millones de barriles.

En la actualidad, las arenas asfálticas se extraen en superficie, de una manera similar a la explotación a cielo abierto del carbón mediante excavadoras. El material excavado se calienta a continuación con vapor a presión y el bitumen se ablanda y asciende. Una vez recogido, el material oleoso es tratado para eliminar las impurezas y luego se añade hidrógeno. Esta última etapa aumenta el grado de calidad hasta un crudo sintético, que luego puede refinarse. La extracción y el refinado de las arenas asfálticas requieren una gran cantidad de energía: ¡casi la mitad de la que se obtiene del producto final! No obstante, las arenas asfálticas de los enormes depósitos de Alberta son la fuente de alrededor del 15 por ciento de la producción petrolífera de Canadá.

La obtención de petróleo a partir de las arenas asfálticas tiene importantes inconvenientes ambientales. Con la minería de enormes cantidades de roca y sedimento se asocia una perturbación importante del terreno. Además, se precisan grandes cantidades de agua para el procesado, y cuando éste se ha completado, el agua y los sedimentos contaminados se acumulan en estanques de desecho tóxicos.

Sólo alrededor del 10 por ciento de las arenas asfálticas de Alberta puede recuperarse de manera económica mediante minería de superficie. La obtención de petróleo enterrado a más profundidad requerirá la recuperación in situ, es decir, sin trabajo de minería. Esto precisará probablemente la inyección de líquidos calientes para reducir la viscosidad y bombear luego el material a la superficie. Si se ponen en práctica dichas técnicas, la esperanza es que la superficie de la Tierra se vea alterada sólo ligeramente y que se reduzca el impacto ambiental.

Lutitas bituminosas

Las lutitas bituminosas contienen enormes cantidades de petróleo sin explotar. En todo el mundo, el US Geological Survey calcula que hay más de 3 billones de barriles de petróleo contenidos en lutitas, que producirían más de 38 litros de petróleo por tonelada de material. Pero esta cifra puede inducir a error porque se sabe que, con la tecnología actual, sólo pueden recuperarse menos de 200.000 millones de barriles. Aun así, los recursos calculados del petróleo convencionalmente recuperable, y las cifras aumentarán, probablemente, a medida que se recoja más información geológica.

Aproximadamente la mitad del suministro mundial se encuentra en la formación Green River en Colorado, Utah y Wyoming (Figura 21.11). En esta región, las lutitas bituminosas forman parte de estratos sedimentarios que se acumularon en el fondo de dos enormes y someros lagos durante el Eoceno (hace entre 57 y 36 millones de años).

Las lutitas bituminosas se han sugerido como una solución parcial al agotamiento de los combustibles fósiles. Sin embargo, la energía calorífica de la lutita bituminosa es sólo una octava parte de la que contiene el petróleo crudo, debido a la gran proporción de materia mineral de las lutitas.

Esta materia mineral añade costo a la producción minera, el procesamiento y la eliminación de residuos. La

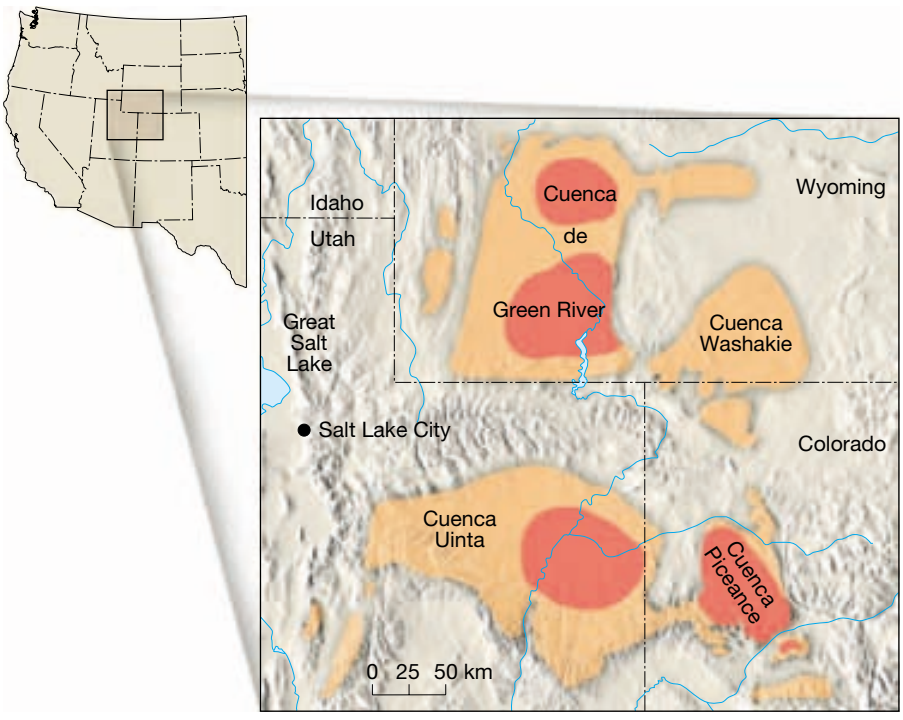


Figura 21.11 Distribución de las lutitas bituminosas en la formación Green River de Colorado, Utah y Wyoming. Las áreas sombreadas de color más oscuro representan los depósitos más ricos. El gobierno y la industria privada han invertido grandes cantidades para hacer que las lutitas bituminosas sean un recurso económico, pero los costes han sido siempre superiores al precio del petróleo. Sin embargo, a medida que aumenten los precios de los combustibles en competencia, estos enormes depósitos se volverán económicamente más atractivos. (Tomado de D. C. Duncan y V. E. Swanson, U. S. Geological Survey Circular 523, 1965.)

producción de petróleo a partir de las lutitas bituminosas tiene los mismos problemas que la producción de petróleo a partir de las arenas asfálticas. La minería de superficie produce trastornos generalizados del terreno y plantea problemas significativos de eliminación de residuos. Además, el procesamiento requiere grandes cantidades de agua, un elemento que es escaso en la región semiárida donde se encuentra la formación Green River.

En la actualidad, el petróleo es abundante y relativamente barato en los mercados mundiales. Por consiguiente, con las tecnologías actuales, no merece la pena obtenerlo de las lutitas bituminosas. La industria ha abandonado casi del todo la investigación y el desarrollo en el ámbito de las lutitas bituminosas. No obstante, el US Geological Survey sugiere que la gran cantidad de petróleo que podría extraerse, en potencia, de las lutitas bituminosas en Estados Unidos asegura probablemente su inclusión final en la mezcla energética nacional.

Fuentes de energía alternativas

Un examen de la Figura 21.3 muestra claramente que vivimos en la era de los combustibles fósiles. Más del 85 por ciento de las necesidades energéticas mundiales procede de esos recursos no renovables. Los cálculos actuales indican que la cantidad de combustibles fósiles recuperables puede alcanzar los 10 billones de barriles de petróleo, suficientes para 170 años al ritmo de consumo actual. Por supuesto, a medida que la población mundial aumente, la velocidad de consumo se disparará. Por tanto, las reservas acabarán por escasear. Mientras tanto, el impacto ambiental de la combustión de enormes cantidades de combustibles fósiles tendrá, sin lugar a dudas, un efecto adverso.

¿Cómo puede satisfacerse una demanda creciente de energía sin afectar de manera radical al planeta que habitamos? Aunque no se ha formulado todavía una respuesta clara, debe considerarse la necesidad de depender cada vez más de fuentes de energía alternativas. En esta sección examinaremos las diversas fuentes posibles, entre ellas la energía nuclear, solar, eólica, hidroeléctrica, geotérmica y mareal.

Energía nuclear

Aproximadamente el 8 por ciento de la demanda de energía de Estados Unidos está siendo satisfecha por las centrales de energía nuclear. El combustible para esas centrales procede de materiales radiactivos que liberan energía por el proceso de **fisión nuclear.** La fisión se consigue bombardeando los núcleos de los átomos pesados, normalmente el uranio-235, con neutrones. Esto hace que los núcleos de uranio se escindan en núcleos menores y emitan neutrones y energía calorífica. Los neutrones expulsados, a su vez, bombardean los núcleos de átomos de uranio adyacentes, produciendo una *reacción en cadena*. Si el suministro de material fisionable es suficiente y se permite que la reacción transcurra de una manera no controlada, se liberaría una enorme cantidad de energía en forma de una explosión atómica.

En una central de energía nuclear, la reacción de fisión se controla moviendo varillas absorbentes de neutrones al interior y al exterior del reactor nuclear. El resultado es una reacción nuclear en cadena controlada que libera grandes cantidades de calor. La energía producida es transportada desde el reactor y utilizada para impulsar turbinas de vapor que mueven los generadores eléctricos, de una manera similar a lo que ocurre en las centrales productoras de energía más convencionales.

Uranio El uranio-235 es el único isótopo que aparece en estado natural y que es fácilmente fisionable y, por consiguiente, es el combustible principal utilizado en las centrales de energía nuclear*. Aunque se han descubierto grandes cantidades de mena de uranio, la mayoría contiene menos del 0,05 por ciento de uranio. De esta pequeña cantidad, el 99,3 por ciento está constituido por el isótopo no fisionable uranio-238 y sólo el 0,7 por ciento restante contiene el isótopo fisionable uranio-235. Dado que la mayoría de los reactores nucleares funciona con combustibles que contienen al menos un 3 por ciento de uranio-235, deben separarse los dos isótopos para concentrar el uranio-235 fisionable. El proceso de separación de los isótopos de uranio es difícil e incrementa de manera sustancial el coste de la energía nuclear.

Aunque el uranio es un elemento raro en la corteza terrestre, aparece en depósitos de enriquecimiento. Algunos de los depósitos más importantes están asociados con lo que se consideran antiguos depósitos de placeres en lechos de corrientes de agua**. Por ejemplo, en Witwatersrand, Sudáfrica, los granos de mena de uranio (así como importantes depósitos de oro) se concentraron como resultado de su elevada densidad en rocas compuestas fundamentalmente de granos de cuarzo. En Estados Unidos, los depósitos de uranio más ricos se encuentran asociados a areniscas jurásicas y triásicas en la plataforma del Colorado y en rocas más jóvenes en Wyoming. La mayor parte de esos depósitos se ha formado a través de la precipitación de compuestos de uranio procedentes del agua subterránea. La precipitación del uranio se produce aquí como consecuencia de una reacción química con la materia orgánica, como se pone de manifiesto por la concentración

* El torio, aunque no es capaz de mantener por sí mismo una reacción en cadena, puede utilizarse con el uranio-235 como un combustible nuclear.
** Los depósitos de placeres de tratan en una sección posterior de este capítulo.

de uranio en los troncos fósiles y lutitas negras ricas en materia orgánica.

Obstáculos al desarrollo Hubo una época en la que se proclamaba que la energía nuclear era la fuente de energía barata y limpia que sustituiría a los combustibles fósiles. Sin embargo, han surgido varios obstáculos que impiden el desarrollo nuclear como una importante fuente de energía. No es el menor de ellos el coste de construcción de las centrales nucleares, que contienen numerosos dispositivos de seguridad. Quizá más importante, sin embargo, es la preocupación ante la posibilidad de un accidente grave en cualquiera de las casi 200 centrales nucleares que existen en el mundo. El accidente ocurrido en Three Mile Island, cerca de Harrisburg, Pensilvania, en 1979, contribuyó a crear inquietud. En esa ocasión, una función defectuosa indujo a los operadores de la central a creer que había demasiada agua en el sistema primario, cuando era todo lo contrario. Esta confusión permitió que el núcleo del reactor estuviera descubierto durante varias horas. Aunque hubo poco peligro para el público, se produjo un daño sustancial en el reactor.

Por desgracia, el accidente ocurrido en 1986 en Chernobyl, en la antigua Unión Soviética, fue mucho más grave. En este incidente, el reactor estuvo fuera de control, y dos pequeñas explosiones levantaron el techo de la estructura, permitiendo que trozos de uranio fueran lanzados a las áreas inmediatas. Durante los 10 días consecutivos que se tardó en extinguir el fuego, niveles elevados de material radiactivo fueron transportados por la atmósfera y depositados en zonas tan alejadas como Noruega. Además de las 18 personas que murieron en las 6 semanas posteriores al accidente, muchos miles más se enfrentan a un mayor riesgo de fallecimiento como consecuencia de cánceres asociados con la lluvia radiactiva.

Debe destacarse que las concentraciones de uranio-235 fisionable y el diseño de los reactores son tales que las centrales de energía nuclear no pueden explotar como una bomba atómica. El riesgo surge de la posibilidad de escape de residuos radiactivos durante una fusión del núcleo o cualquier otro fallo. Además, riesgos como la eliminación de los residuos nucleares y la relación que existe entre los programas de energía nuclear y la proliferación de bombas nucleares deben considerarse cuando evaluemos los pros y los contras sobre el empleo de la energía nuclear.

Energía solar

La expresión *energía solar* se refiere generalmente a la utilización directa de los rayos del sol para el abastecimiento de la energía necesaria para cubrir las necesidades de la población. Los *colectores solares pasivos* más sencillos, y quizá más generalmente utilizados, son ventanas que miran al sur. Conforme la luz solar atraviesa el vidrio, su energía es absorbida por los objetos de la habitación. Esos objetos, a su vez, irradian calor que calienta el aire. En Estados Unidos se utilizan a menudo ventanas que miran al sur, junto con construcciones mejor aisladas y más herméticas, para reducir de manera sustancial los costes de calefacción.

Los sistemas más elaborados utilizados para calentar los hogares precisan un *colector solar activo*. Esos dispositivos montados en los tejados suelen ser cajas grandes ennegrecidas y cubiertas con vidrio. El calor que acumulan puede ser transferido donde sea necesario mediante circulación de aire o líquidos a través de tuberías. Los colectores solares se utilizan también de manera satisfactoria para calentar el agua necesaria en los hogares y los comercios. Por ejemplo, los colectores solares proporcionan agua caliente a más del 80 por ciento de los hogares israelíes.

Aunque la energía solar es gratis, el equipo necesario y su instalación no lo son. Los costes iniciales de instalación de un sistema, entre ellos una unidad calorífica complementaria para los momentos en que disminuya la energía solar (días nublados e invierno) o no la haya (noches), puede ser sustancial. No obstante, a largo plazo, la energía solar es económica en muchas partes y será incluso más rentable a medida que aumenten los precios de los otros combustibles.

En la actualidad, la investigación está en vías de mejorar las tecnologías que permitan concentrar la luz solar. Un método que está siendo examinado es la utilización de espejos que recogen el sol y mantienen sus rayos enfocados sobre una torre receptora. Cerca de Barstow, California, se ha construido una central con 2.000 espejos (Figura 21.12A). La energía solar enfocada a la torre calienta el agua en paneles presurizados hasta más de 500 °C. El agua supercalentada es transferida luego a las turbinas, que impulsan generadores eléctricos.

Otro tipo de colector utiliza células fotovoltaicas (solares) que convierten la energía solar directamente en electricidad. Cerca de Sacramento, California, hay una central experimental en la que se utilizan células fotovoltaicas (Figura 21.12B).

Recientemente han empezado a aparecer pequeños sistemas fotovoltaicos para colocar encima de las azoteas en las casas rurales de algunos países del tercer mundo, entre ellos la República Dominicana, Sri Lanka y Zimbabwe. Estas unidades son de un tamaño aproximado al de una maleta abierta y utilizan una batería para almacenar la electricidad que se genera durante las horas de luz diurna. En los trópicos, estos pequeños sistemas fotovoltaicos pueden permitir el funcionamiento de una televisión o de una radio, además de unas pocas bombillas, durante tres o cuatro horas. Aunque mucho más baratas que la construcción



Figura 21.12 Solar One, instalación solar utilizada para generar electricidad en el desierto de Mojave cerca de Barstow, California. (Foto de Thomas Braise/The Stock Market.)

de generadores eléctricos convencionales, estas unidades siguen siendo demasiado caras para las familias pobres. Por consiguiente, se calcula que unos 2.000 millones de personas todavía carecen de electricidad en los países en vías de desarrollo.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son los vehículos eléctricos mejores para el medio ambiente?

Sí, pero probablemente no tanto como podríamos creer. Eso se debe a que gran parte de la electricidad que los coches eléctricos utilizan procede de las plantas productoras de energía que emplean combustibles fósiles no renovables. Por tanto, los contaminantes no proceden directamente del coche; sino que proceden de la planta energética que generó la electricidad para el vehículo. Sin embargo, los vehículos eléctricos modernos están diseñados para utilizar el combustible de una manera más eficaz que los vehículos tradicionales de gasolina, de modo que generan menos contaminantes por kilómetro.

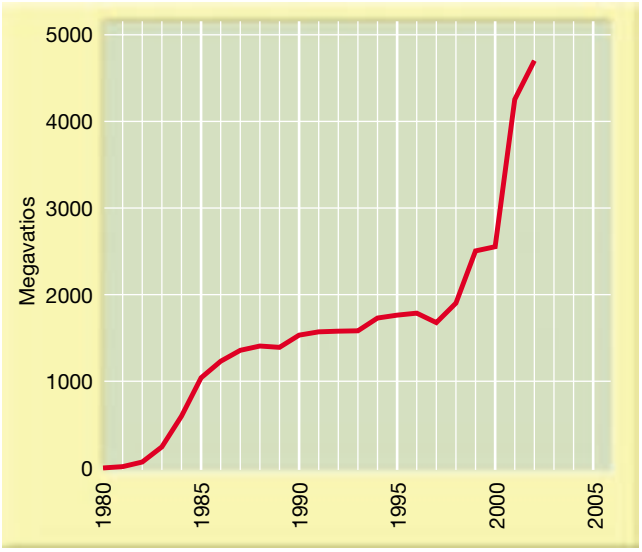
Energía eólica

Aproximadamente, el 0,25 por ciento de la energía solar que alcanza las capas inferiores de la atmósfera se transforma en viento. Aunque se trata de un porcentaje minúsculo, la cantidad absoluta de energía es enorme. Según se ha calculado, si se pudieran aprovechar los vientos de Dakota del Norte y del Sur, proporcionarían el 80 por ciento de la energía eléctrica utilizada en Estados Unidos.

El viento se ha utilizado durante siglos como una fuente de energía casi gratuita y no contaminante. Los barcos de vela y los molinos de viento representan dos de las primeras formas en que se aprovechó este recurso renovable. Además, en un primer momento, hubo una gran dependencia de la energía eólica para bombear agua y, después, para generar pequeñas cantidades de electricidad.

Después de la «crisis energética» incrementada por el embargo de petróleo de los años 70, el interés por la energía eólica, así como por otras formas alternativas de energía aumentó de manera notable. En 1980, Estados Unidos inició un programa para desarrollar sistemas de energía eólica. Los proyectos subvencionados por el Departamento de Energía de Estados Unidos implicaban el establecimiento de granjas eólicas experimentales en puertos en los que se sabía que había fuertes vientos persistentes. Una de estas instalaciones, situada en el puerto Altamont, cerca de San Francisco, hace funcionar más de 7.000 turbinas eólicas en la actualidad. En 2000, el viento proporcionó algo menos del 1 por ciento de la electricidad de California.

A medida que la tecnología ha mejorado, la eficacia ha aumentado y los costes de la electricidad generada por el viento se han vuelto más competitivos. Entre 1983 y 2003, los avances tecnológicos recortaron los gastos de la energía eólica en más del 85 por ciento. Como consecuencia, el crecimiento de la capacidad instalada en Estados Unidos (y en otros lugares) ha crecido de manera espectacular (Figura 21.13). Algunos expertos calculan que en los próximos 50 o 60 años la energía eólica podría satisfacer entre el 5 y el 10 por ciento de la demanda de energía eléctrica de Estados Unidos. Una zona de expansión de la energía eólica serán probablemente las islas y



▲ **Figura 21.13** Capacidad de energía eólica instalada en Estados Unidos (en megavatios). El crecimiento durante los últimos años ha sido espectacular. De acuerdo con la American Wind Energy Association, la capacidad instalada en enero de 2003 era de 4.700 megavatios. Un año después, en enero de 2004, se esperaba que esa cifra se elevara a unos 6.000 megavatios (suficientes para suministrar electricidad a 1,5 millones de hogares). (Datos del Departamento de Energía de Estados Unidos y la American Wind Energy Association.)

otras regiones alejadas de las redes eléctricas que deben importar combustible para generar energía.

Aunque el futuro de la energía eólica parece prometedor, no está exento de dificultades. Además de los avances técnicos que deben continuar realizándose, la contaminación acústica y el coste de las grandes extensiones de terreno en áreas muy pobladas representan obstáculos significativos para su desarrollo. En los Países Bajos, donde los molinos tienen una larga historia, las propuestas para colocar turbinas eólicas encima del sistema de diques del país han topado con una fuerte oposición. Una parte del problema es que los Países Bajos, como gran parte de Europa, están muy densamente poblados y, por tanto, tienen pocos lugares remotos.

Otra limitación significativa de la energía eólica es que es intermitente. Si el viento constituyera una gran proporción del suministro energético total, cualquier déficit provocaría grandes daños económicos. Mejores medios de almacenamiento permitirían al viento satisfacer un porcentaje significativamente mayor de nuestras necesidades energéticas. Según una propuesta, se utilizaría energía eólica para producir hidrógeno a través de la electrólisis del agua. Luego, este gas combustible se distribuiría y almacenaría de una manera parecida al gas natural.

Energía hidroeléctrica

La caída del agua ha sido una fuente de energía durante siglos. A lo largo de la mayor parte de la historia, la energía mecánica producida por las ruedas hidráulicas se utilizó para alimentar los molinos y otras maquinarias. En la actualidad, la energía generada por las caídas de agua se utiliza para impulsar las turbinas que producen electricidad; de ahí el término **energía hidroeléctrica.** En Estados Unidos, las centrales de energía hidroeléctrica aportan aproximadamente el 5 por ciento de las necesidades del país. La mayor parte de esa energía se produce en grandes presas que permiten un control del flujo de agua. El agua estancada represada en un embalse es una forma de energía almacenada que puede liberarse en cualquier momento para producir electricidad.

Aunque la energía hidráulica se considera un recurso renovable, las presas construidas para proporcionar electricidad tienen un tiempo de vida limitado. Todos los ríos transportan sedimento en suspensión que empieza a depositarse detrás de la presa nada más construirse ésta. Finalmente, el sedimento colmatará por completo el embalse. Esto tardará de 50 a 300 años, dependiendo de la cantidad de materia en suspensión transportada por el río. Un ejemplo es la enorme presa de Asuán, en Egipto, que se terminó en los años 60. Se estima que la mitad del embalse estará lleno de sedimentos del río Nilo en 2025.

La disponibilidad de lugares apropiados es un factor importante que limita el desarrollo de centrales hidroeléctricas a gran escala. Un buen sitio debe proporcionar una altura significativa para la caída del agua y un caudal elevado. Existen presas hidroeléctricas en muchas partes de Estados Unidos; la mayor concentración se sitúa en el sureste y noroeste del Pacífico. Casi todos los lugares idóneos de Estados Unidos ya han sido explotados, limitando la expansión futura de la energía hidroeléctrica. Podría aumentarse la energía total producida por las centrales hidroeléctricas, pero la porción relativa proporcionada por esa fuente puede disminuir, porque otras fuentes de energía alternativa pueden incrementarse a un ritmo mayor.

En los últimos años ha empezado a utilizarse un tipo diferente de producción de energía hidroeléctrica. Denominado *sistema de almacenamiento de agua bombeada*, es en realidad un tipo de control de la energía. Durante las épocas en las que la demanda de electricidad es baja, la energía producida por fuentes no hidroeléctricas, que no es necesaria, se utiliza para bombear el agua de un embalse inferior a un área de almacenamiento situada a una mayor elevación. Luego, cuando la demanda de electricidad es grande, se dispone del agua almacenada en el embalse situado encima para impulsar las turbinas y producir electricidad que complemente el suministro de energía.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Cuál es el mayor proyecto hidroeléctrico del mundo?

La distinción la merece el proyecto Three Gorges en el río Yangtze de China. La construcción empezó en 1994. Cuando se complete en 2009, se espera que genere 85.000 millones de kilovatios hora de electricidad cada año, lo que equivale a aproximadamente el 6,5 por ciento de las necesidades eléctricas de China en 2001. Supuestamente el principal motivo para construir el polémico dique era el control de las inundaciones. Su embalse inundará 632 kilómetros cuadrados de tierra que se extienden unos 660 kilómetros a lo largo del río.

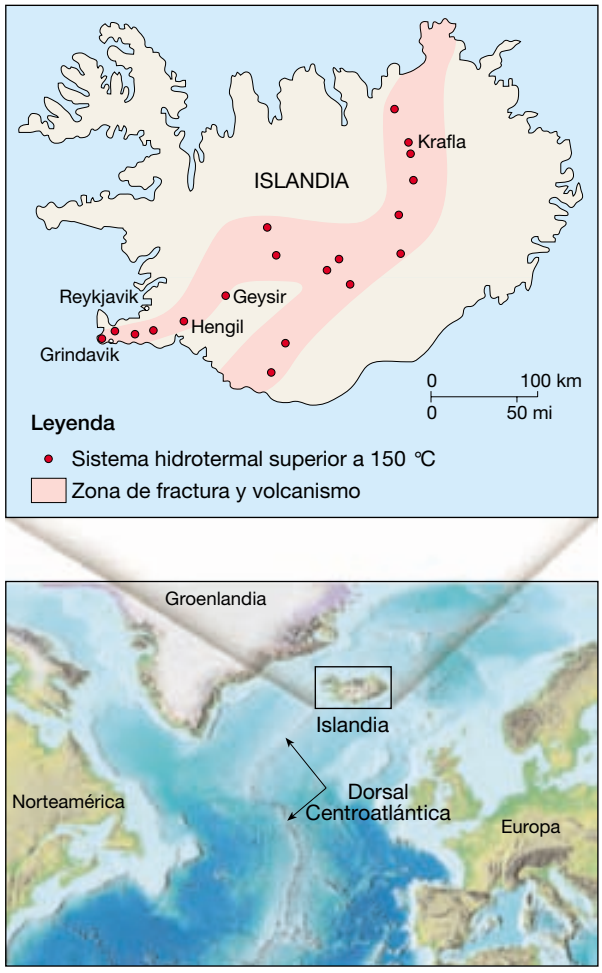
Energía geotérmica

Se aprovecha la **energía geotérmica** explotando los depósitos subterráneos naturales de vapor y agua caliente. Estos últimos aparecen en lugares donde las temperaturas bajo la superficie son elevadas debido a la actividad volcánica relativamente reciente. Se utiliza la energía geotérmica de dos maneras: el vapor y el agua caliente se emplean para calentar y para generar electricidad.

Islandia es una gran isla volcánica que tiene actividad magmática en la actualidad (Figura 21.14). En la capital islandesa, Reykjavik, el vapor y el agua caliente son bombeados a los edificios de la ciudad para calentar los interiores. También calientan los invernaderos, donde crecen todo el año frutas y verduras. En Estados Unidos, diversos estados occidentales utilizan el agua caliente de origen geotérmico para calefacción.

En lo que se refiere a la producción geotérmica de electricidad, los italianos fueron los primeros en hacerlo en 1904, de manera que la idea no es nueva. A finales del siglo XX y principios del XXI, más de 250 plantas de energía geotérmica en 22 países producían más de 8.000 megavatios (millones de vatios). Estas plantas proporcionan energía a más de 60 millones de personas. En la Tabla 21.2 se enumeran los principales productores de energía geotérmica.

La primera central de energía geotérmica comercial de Estados Unidos se construyó en 1960, en The Geysers, al norte de San Francisco (Figura 21.15). The Geysers es todavía la mayor planta de energía geotérmica del mundo y genera unos 1.700 megavatios o casi el 60 por ciento de la energía geotérmica de Estados Unidos. Además de The Geysers, se está produciendo desarrollo geotérmico en algunos otros lugares del oeste de Estados Unidos, entre ellos Nevada, Utah y el valle Imperial en el sur de California. La capacidad generadora de energía geotérmica de Estados Unidos, de más de 2.800 megavatios,



▲ **Figura 21.14** Islandia está a caballo de la dorsal Centroatlántica. Este borde de placa divergente es el centro de numerosos sistemas geotérmicos y volcánicos activos. Dado que todo el país está compuesto por rocas volcánicas geológicamente jóvenes, puede encontrarse agua caliente en casi cualquier agujero que se taladre en cualquier parte. Más del 45 por ciento de la energía islandesa procede de las fuentes geotérmicas.

Tabla 21.2 Producción mundial de energía geotérmica, 2000

País productor	Megavatios
Estados Unidos	2.850
Filipinas	1.848
Italia	7.68,5
México	743
Indonesia	589,5
Japón	530
Nueva Zelanda	345
Islandia	140
Costa Rica	120
El Salvador	105
Otros	178
Total	8.217

FUENTE: Geothermal Education Office.



▶ **Figura 21.15** The Geysers, cerca de la ciudad de Santa Rosa en el norte de California, es el mayor lugar del mundo en desarrollo geotérmico productor de electricidad. La mayor parte de los pozos de vapor se encuentra a unos 3.000 metros de profundidad. (Foto cortesía de la Pacific Gas and Electric Company.)

es suficiente para suministrar electricidad a unos 3,5 millones de hogares. Ésta es una cantidad de electricidad comparable a la combustión de unos 60 millones de barriles de petróleo cada año.

¿Qué factores geológicos favorecen un depósito geotérmico de valor comercial?

1. *Una fuente potente de calor*, como una gran cámara magmática lo suficientemente profunda como para asegurar una presión adecuada y un enfriamiento lento, pero no tan profunda que no pueda establecerse una circulación natural de agua. Esas cámaras magmáticas se encuentran con más probabilidad en regiones de actividad volcánica reciente.
2. *Depósitos grandes y porosos con canales conectados a la fuente de calor*, cerca de los cuales el agua puede circular y luego ser almacenada en el depósito.
3. *Una tapa con rocas de poca permeabilidad* que impida el flujo de agua y calor a la superficie. Un depósito profundo y bien aislado contiene almacenada mucha más energía que un depósito similar, pero no aislado.

Debemos reconocer que la energía geotérmica no es inagotable. Cuando los fluidos calientes son bombeados desde los depósitos que se han calentado gracias a la actividad volcánica, el agua no puede ser sustituida y luego calentada lo suficiente para recargar el depósito. La experiencia demuestra que el vapor y el agua caliente de cada pozo no duran normalmente más de 10 a 15 años, de manera que deben perforarse más pozos para mantener la producción de energía. Finalmente, el campo se agota.

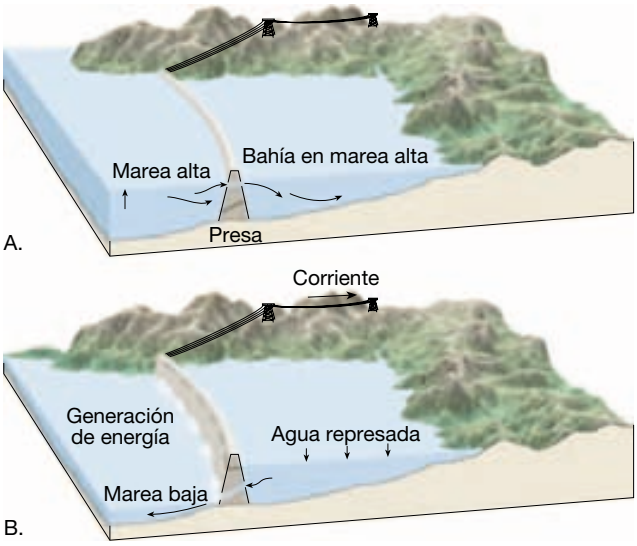
Como ocurre con otros métodos alternativos de producción de energía, no cabe esperar que las fuentes geotérmicas cubran un elevado porcentaje de las necesidades energéticas crecientes del mundo. No obstante, en regiones donde pueda desarrollarse su potencial, no cabe duda de que su uso seguirá en aumento.

Energía mareal

Se han propuesto varios métodos de producción de energía eléctrica a partir de los océanos, pero el potencial energético del océano sigue en gran medida sin explotar. El desarrollo de la energía mareal es el principal ejemplo de producción de energía a partir del océano.

Las mareas se han utilizado como una fuente de energía durante siglos. Empezando en el siglo XII, las turbinas hidráulicas impulsadas por las mareas se utilizaron para hacer funcionar los molinos harineros y los aserraderos. Durante los siglos XVII y XVIII, mucha de la harina de Boston se producía en un molino mareal. En la actualidad, deben satisfacerse demandas de energía mucho mayores y deben emplearse formas más sofisticadas para utilizar la fuerza creada por la subida y la bajada perpetua del océano.

La energía mareal se aprovecha construyendo una presa a través de la boca de una bahía o un estuario en un área costera que tenga un gran intervalo mareal (Figura 21.16). La estrecha apertura entre la bahía y el océano abierto aumenta las variaciones del nivel del agua que se producen cuando suben y bajan las mareas. El fuerte flujo de entrada y salida que se produce en ese lugar se utiliza luego para impulsar turbinas y generadores eléctricos.



▲ **Figura 21.16** Diagrama simplificado que muestra el principio de la presa mareal. La electricidad se genera sólo cuando hay una diferencia de altura de agua suficiente entre la bahía y el océano).

La central de energía mareal situada en la boca del río Rance, en Francia, es un ejemplo de la utilización de energía mareal. Con mucho, la mayor construida hasta ahora, esta central empezó a funcionar en 1966 y produce energía suficiente para satisfacer las necesidades de la Bretaña, además de contribuir también a las demandas de otras regiones. Cerca de Murmansk, en Rusia, y cerca de Taliang, en China, así como en la bahía de Fundy, en la provincia canadiense de Nova Scotia, se han construido centrales experimentales mucho más pequeñas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Es la energía procedente de las olas oceánicas una fuente de energía alternativa práctica?

Se está explorando seriamente esta posibilidad. En noviembre de 2000, se puso en funcionamiento la primera estación comercial del mundo de obtención de la procedente de las olas en la isla escocesa de Islay, que suministraba energía a la red eléctrica del Reino Unido. La estación energética de 500 kilovatios utiliza una tecnología denominada columna de agua oscilante, en la que las olas que llegan empujan el aire hacia arriba y hacia abajo dentro de un tubo de cemento parcialmente sumergido en el océano. El aire que entra y sale del extremo superior del tubo se utiliza para hacer funcionar una turbina y producir electricidad. Si se demuestra que esta tecnología funciona, puede abrir la puerta a la energía de las olas para ser un contribuyente significativo de energía renovable en lugares adecuados de la costa.

No es posible aprovechar la energía mareal en la mayor parte de las costas del mundo. Si el intervalo mareal es menor de 8 metros o si no hay bahías estrechas y encerradas, el desarrollo de la energía mareal es antieconómico. Por esta razón, las mareas nunca satisfarán una porción muy elevada de nuestros requisitos en energía eléctrica, que son cada vez mayores. No obstante, puede merecer la pena intentar el desarrollo de energía mareal en sitios factibles, porque la electricidad producida por las mareas no consume combustibles agotables y no crea desechos nocivos.

Recursos minerales

La corteza de la Tierra es fuente de una amplia variedad de sustancias útiles y esenciales. De hecho, prácticamente todos los productos manufacturados contienen sustancias derivadas de los minerales. En la Tabla 21.3 se enumeran algunos ejemplos importantes.

Los **recursos minerales** son el conjunto de minerales útiles disponibles comercialmente. Entre estos recursos se cuentan yacimientos ya identificados de los que pueden extraerse provechosamente minerales, que se denominan **reservas,** así como depósitos conocidos que ya no son recuperables ni desde el punto de vista económico ni desde el tecnológico. Yacimientos que se supone que existen, pero todavía no se han descubierto, se consideran también recursos minerales. Además, se utiliza el término **mena** para indicar los minerales metálicos útiles que pueden extraerse, como beneficio, de las minas. En el uso habitual, el término *mena* se aplica también a algunos minerales no metálicos, como la fluorita y el azufre. Sin embargo, los materiales utilizados para propósitos como la piedra de construcción, agregados para las carreteras, abrasivos, cerámica y fertilizantes no suelen denominarse menas; en cambio, se clasifican como rocas y minerales industriales.

Recordemos que más del 98 por ciento de la corteza está compuesta sólo por 8 elementos. Excepto por lo que se refiere al oxígeno y al silicio, todos los demás elementos constituyen una fracción relativamente pequeña de las rocas habituales de la corteza terrestre (*véase* Figura 3.18). De hecho, las concentraciones naturales de muchos elementos son extraordinariamente pequeñas. Un depósito que contenga el porcentaje medio de un elemento valioso tiene menos valor si el coste de extraerlo es mayor que el valor del material recuperado. Para que se le considere valioso, un elemento debe encontrarse en una concentración superior al nivel de su abundancia media en la corteza. En general, cuanto menos abundante sea en la corteza, mayor debe ser su concentración.

Tabla 21.3 Aparición de minerales metálicos

Metal	Menas principales	Contexto geológico
Aluminio	Bauxita	Producto residual de la meteorización
Cinc	Esfalerita	Yacimientos hidrotermales
Cobre	Calcopirita Bornita Calcosina	Yacimientos hidrotermales; metamorfismo de contacto; enriquecimiento por procesos de meteorización
Cromo	Cromita	Segregación magmática
Estaño	Casiterita	Yacimientos hidrotermales; depósitos de placeres
Hierro	Hematites Magnetita Limonita	Formaciones bandeadas sedimentarias; segregación magmática
Magnesio	Magnesita Dolomita	Yacimientos hidrotermales
Manganeso	Pirolusita	Producto residual de meteorización
Mercurio	Cinabrio	Yacimientos hidrotermales
Molibdeno	Molibdenita	Yacimientos hidrotermales
Níquel	Pentlandita	Segregación magmática
Oro	Oro nativo	Yacimientos hidrotermales; depósitos de placeres
Plata	Plata nativa Argentita	Yacimientos hidrotermales; enriquecimiento por procesos de meteorización
Platino	Platino nativo	Segregación magmática, depósitos de placeres
Plomo	Galena	Yacimientos hidrotermales
Titanio	Ilmenita Rutilo	Segregación magmática; depósitos de placeres
Uranio	Uraninita (Petchblenda)	Pegmatitas; depósitos sedimentarios
Wolframio	Wolframita Scheelita	Pegmatitas; yacimientos de metamorfismo de contacto; depósitos de placeres

Por ejemplo, el cobre constituye alrededor del 0,0135 por ciento de la corteza. Sin embargo, para que un material sea considerado una mena de cobre, su concentración en ese elemento debe ser unas 50 veces esa cantidad. El aluminio, por el contrario, representa el 8,13 por ciento de la corteza y debe presentarse a una concentración de sólo unas 4 veces su porcentaje medio en la corteza para que su extracción resulte rentable.

Es importante darse cuenta de que la extracción de un yacimiento puede resultar lucrativa o perder su rentabilidad debido a cambios económicos. Si aumenta la demanda de un metal y los precios se elevan, el estado de un depósito previamente no lucrativo cambia, y se convierte en una mena. El estado de los depósitos no lucrativos puede cambiar también si un avance tecnológico permite la extracción del elemento útil a un coste menor que antes. Esto ocurrió en la mina de cobre localizada en Bingham Canyon, Utah, la mayor mina abierta que hay sobre la Tierra (Recuadro 21.3). La minería se interrumpió aquí en 1985, porque el equipo obsoleto había elevado el coste de extracción del cobre por encima del precio de venta. Los propietarios respondieron sustituyendo un ferrocarril anticuado de 1.000 coches por cintas transportadoras y tuberías para transportar la mena y los productos de desecho. Esos dispositivos permitieron una reducción del coste de casi un 30 por ciento y consiguieron que el funcionamiento de la mina volviera a ser provechoso.

A lo largo de los años, los geólogos han intentado saber cómo los procesos naturales producen concentraciones localizadas de minerales metálicos necesarios. Un hecho bien establecido es que la aparición de recursos minerales valiosos está estrechamente relacionada con el ciclo de las rocas. Es decir, los mecanismos que generan rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, entre ellos los procesos de meteorización y erosión, desempeñan un papel importante en la concentración de elementos útiles. Además, con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, los geólogos añadieron aún otra herramienta para entender los procesos por medio de los cuales una roca se transforma en otra.



Recuadro 21.3 ▶ Entender la Tierra

Bingham Canyon, Utah: la mayor mina de fosa abierta

En Bingham Canyon, una montaña se elevaba donde ahora hay una enorme fosa. Se trata de la mina a cielo abierto más grande del mundo, la mina de cobre de Bingham Canyon, a unos 40 kilómetros al suroeste de Salt Lake City, Utah. El borde mide casi 4 kilómetros de diámetro y cubre casi 8 kilómetros cuadrados. Su profundidad es de 900 metros. Si se construyera una torre de acero en el fondo, ¡tendría que ser cinco veces más alta que la torre Eiffel para alcanzar el borde superior de la fosa!

Empezó a finales del siglo XIX como una mina subterránea para filones de plata y plomo. Más tarde se descubrió cobre. Se encuentran depósitos similares en varios puntos del suroeste norteamericano y en un cinturón que se extiende desde el sur de Alaska hasta el norte de Chile.

Como en otros puntos de este cinturón, la mena de Canyon Bingham está diseminada por las rocas ígneas *porfiríticas;* de ahí que se denominen *depósitos de cobre porfídico.* El depósito se formó después de la intrusión del magma a profundidades someras. La posterior rotura creó fracturas extensas en las que penetraron soluciones hidrotermales a partir de las cuales las menas precipitaron.

Aunque el porcentaje de cobre en la roca es pequeño, el volumen total de cobre es enorme. Desde que empezaron las operaciones de mina abierta en 1906, se han retirado unos 4.000 millones de toneladas de material, que representan más de 12 millones de toneladas de cobre. También se han extraído cantidades significativas de oro, plata y molibdeno.

En la actualidad, la mena está lejos de agotarse. Durante los próximos 25 años, los planes prevén la extracción y el procesamiento de 3.000 millones de toneladas adicionales de material. Esta excavación artificial, la mayor, ha generado la mayoría de la producción mineral de Utah durante más de 80 años y se ha denominado el «agujero más rico de la Tierra».

Como muchas minas antiguas, la mina Bingham no estuvo regulada durante la mayor parte de su historia. El desarrollo tuvo lugar antes de que se tuviera la conciencia actual de los impactos ambientales de la actividad minera y antes de la eficaz legislación ambiental. En la actualidad, los problemas de contaminación de las aguas subterráneas y superficiales, la contaminación del aire, los residuos sólidos y peligrosos, y la mejora del suelo están recibiendo en Bingham Canyon la atención que merecía hace mucho tiempo.

Recursos minerales y procesos ígneos

Algunas de las acumulaciones más importantes de metales, como el oro, la plata, el cobre, el mercurio, el plomo, el platino y el níquel, son originadas por procesos ígneos (*véase* Tabla 21.3). Estos recursos minerales, como la mayoría, son consecuencia de procesos que concentran los elementos deseables en cantidades que hacen económicamente factible su extracción.

Segregación magmática

Los procesos ígneos que generan algunos de esos depósitos de metales son bastante evidentes. Por ejemplo, a medida que un gran cuerpo magmático se enfría, los minerales densos, que cristalizan primero, tienden a depositarse en la parte inferior de la cámara magmática. Este tipo de segregación magmática es particularmente activa en los grandes magmas basálticos en los cuales a veces se generan cromita (mena de cromo), magnetita y platino. Capas de cromita, intercalada con otros minerales densos, se obtienen en depósitos de este tipo en el complejo Stillwater de Montana. Otro ejemplo es el complejo Bushveld, de Sudáfrica, que contiene más del 70 por ciento de las reservas de platino conocidas del mundo.

La segregación magmática es también importante en las últimas etapas del proceso magmático. Esto es particularmente cierto para los magmas graníticos, en los cuales el fundido residual puede enriquecerse en elementos raros y metales pesados. Más tarde, dado que el agua y otras sustancias volátiles no cristalizan junto con la masa del cuerpo magmático, esos fluidos constituyen un elevado porcentaje del fundido durante la fase final de solidificación. La cristalización en un ambiente rico en fluidos, donde se intensifica la migración iónica, produce la formación de cristales de varios centímetros o incluso de unos pocos metros de longitud. Las rocas resultantes, denominadas **pegmatitas,** están compuestas por estos cristales inusualmente grandes (*véase* Recuadro 4.1).

La mayoría de las pegmatitas son de composición granítica y consisten en cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. El feldespato se utiliza en la producción de cerámica y la moscovita para el aislamiento eléctrico. Además, las pegmatitas contienen, a menudo, algunos de los elementos menos abundantes. Por tanto, además de los silicatos comunes, algunas pegmatitas contienen gemas semipreciosas, como el berilo, el topacio y la turmalina. Además, a menudo se encuentran minerales que contienen los elementos litio, cesio, uranio y las

tierras raras*. La mayoría de las pegmatitas está localizada dentro de grandes masas ígneas o en forma de diques o venas que cortan la roca de caja que rodea la cámara magmática (Figura 21.17).

Los magmas no producen pegmatitas en todas las etapas de evolución; ni tampoco todos los magmas tienen una composición granítica. Antes bien, algunos magmas se enriquecen en hierro o, a veces, en cobre. Por ejemplo, en Kirava, Suecia, el magma compuesto por más del 60 por ciento de magnetita solidificó para producir uno de los depósitos de hierro más grandes del mundo.

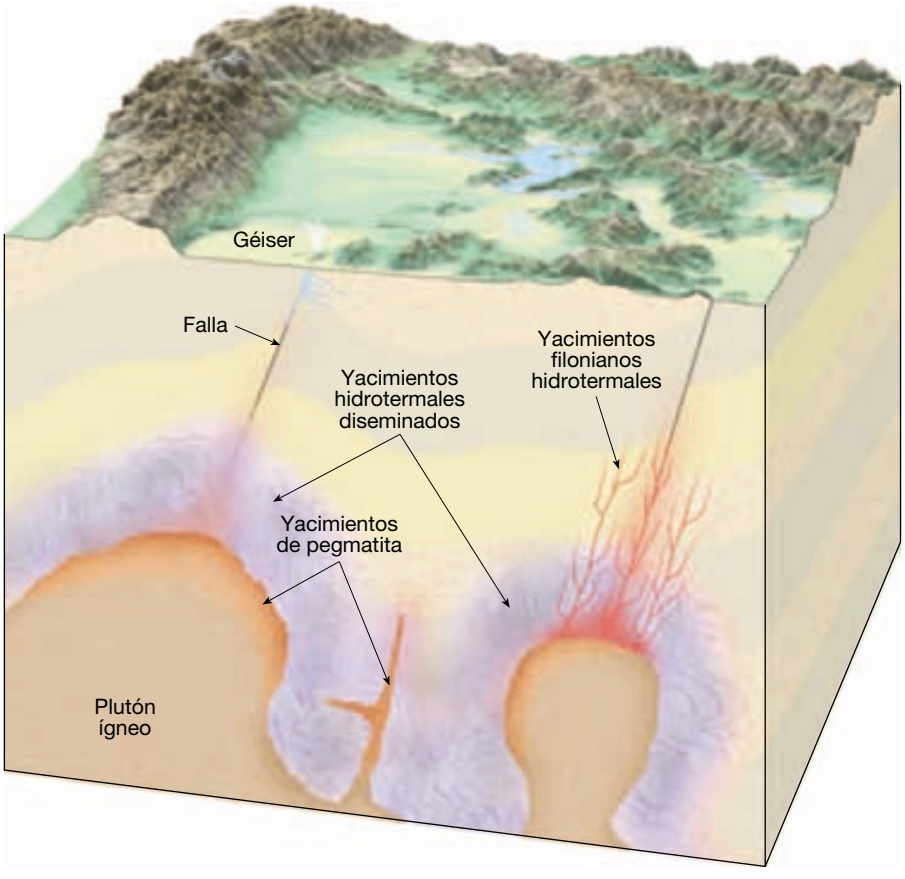
Diamantes

Otro mineral importante desde el punto de vista económico y con origen ígneo es el diamante. Aunque mejor conocidos como gemas, los diamantes se utilizan mucho como abrasivos. Los diamantes se originan a profundidades de casi 200 kilómetros, donde la presión confinante es lo bastante grande como para generar esta forma de alta presión del carbono. Una vez cristalizados, son transportados hacia arriba a través de conductos denominados pipas cuyo diámetro aumenta hacia la superficie. En las pipas diamantíferas, casi todas ellas contienen cristales de diamante que están diseminados en una roca ultramáfica denominada *kimberlita*. Las pipas de kimberlita más productivas se encuentran en Sudáfrica. La única fuente equivalente de diamantes de Estados Unidos está localizada cerca de Murfreesboro, Arkansas; pero este depósito está agotado y en la actualidad se utiliza únicamente como atracción turística.

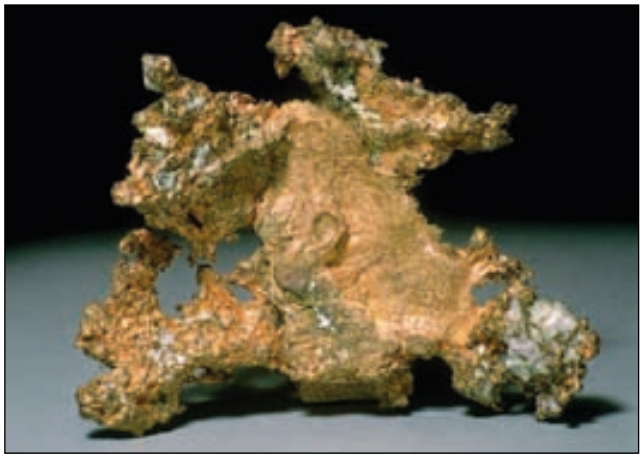
Soluciones hidrotermales

Entre los yacimientos de menas mejor conocidos y más importantes se encuentran los generados por las **soluciones hidrotermales** (agua caliente). Incluidos en este grupo se encuentran los depósitos de oro de la mina Homestake, en Dakota del Sur; las menas de plomo, cinc y plata cerca de Coeur d'Alene, Idaho; los depósitos de plata de Comstock Lode, en Nevada, y las menas de cobre de la península de Keweenaw, en Michigan (Figura 21.18).

* Las tierras raras son un grupo de 15 elementos (números atómicos comprendidos entre el 57 y el 71) que poseen propiedades semejantes. Son catalizadores útiles para el refinado del petróleo y se utilizan para mejorar la retención del color en los tubos de imagen de la televisión.



▶ **Figura 21.17** Ilustración que representa la relación entre un cuerpo ígneo y los yacimientos hidrotermales y de pegmatita asociados.



▲ **Figura 21.18** El cobre nativo de la península Keweenaw, al norte de Michigan, es un ejemplo excelente de yacimiento hidrotermal. Hubo una época en que esta área constituyó una importante fuente de cobre, pero en la actualidad está muy agotada. (Foto de E. J. Tarbuck.)

La mayoría de los depósitos hidrotermales se origina a partir de fluidos calientes ricos en metales que son restos de procesos magmáticos en estadios tardíos. Durante la solidificación, se acumulan líquidos, más diversos iones metálicos, cerca de la parte superior de la cámara magmática. Debido a su movilidad, estas soluciones ricas en iones pueden migrar grandes distancias a través de las rocas circundantes antes de ser finalmente depositados, generalmente como sulfuros de varios metales (Figura 21.17). Algunos de estos fluidos se mueven a lo largo de aberturas, como fracturas o planos de estratificación, donde se enfrían y precipitan las menas metálicas para producir **depósitos filonianos.** La mayoría de los depósitos rentables de oro, plata y mercurio se producen como depósitos filonianos hidrotermales.

Otro tipo importante de acumulación generada por la actividad hidrotermal se denomina **depósitos diseminados.** En vez de concentrarse en venas estrechas y diques, estas menas se distribuyen en forma de pequeñas acumulaciones dispersas en la masa rocosa. La mayor parte del cobre mundial se extrae a partir de depósitos diseminados, entre ellos los situados en Chuquicamata, Chile, y la enorme mina de cobre Bingham Canyon, en Utah (*véase* Recuadro 21.2). Dado que esas acumulaciones contienen sólo del 0,4 al 0,8 por ciento de cobre, deben extraerse entre 125 y 250 kilogramos para conseguir un kilogramo de metal recuperado. El impacto ambiental de esas grandes excavaciones, incluido el problema de la eliminación de los residuos, es significativo.

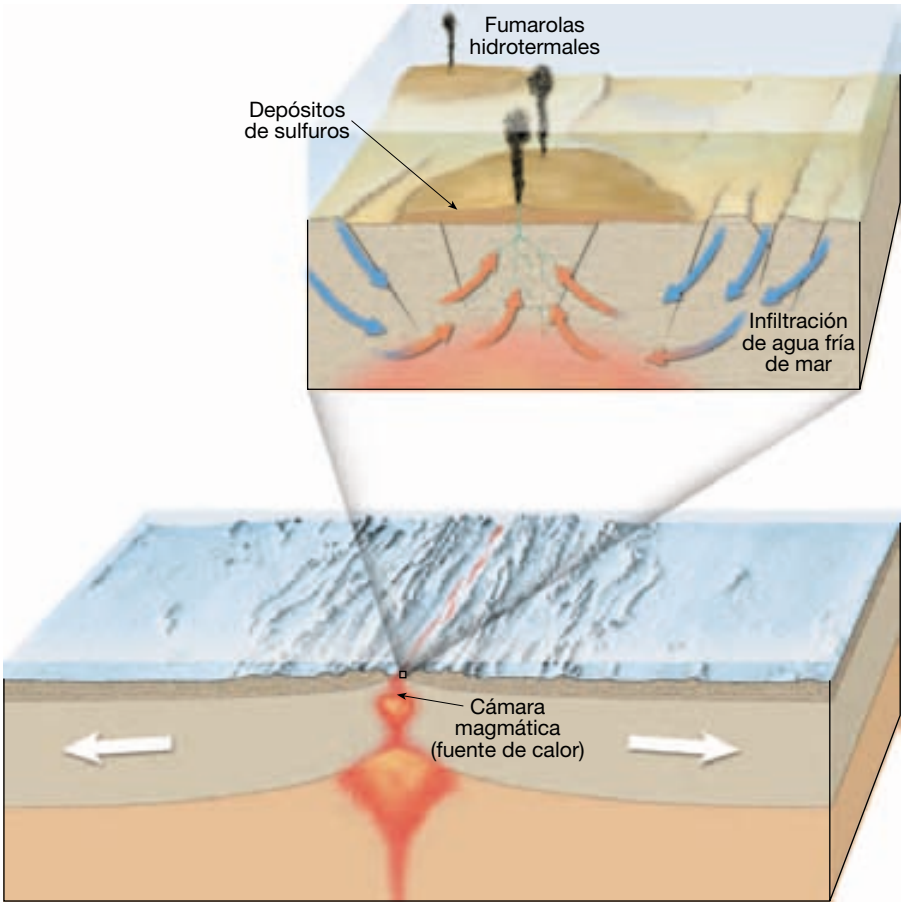
Algunos depósitos hidrotermales se han generado por la circulación de aguas subterráneas en regiones donde el magma estaba emplazado cerca de la superficie. El área del Parque Nacional Yellowstone es un ejemplo moderno de una situación de este tipo. Cuando el agua subterránea invade una zona de actividad ígnea reciente, su temperatura aumenta, intensificando en gran medida su capacidad para disolver minerales. Esas aguas calientes migratorias extraen los iones metálicos de las rocas ígneas intrusivas y los transportan hacia arriba donde pueden depositarse como un cuerpo de mena. Dependiendo de las condiciones, las acumulaciones resultantes pueden aparecer como depósitos filonianos, depósitos diseminados o, en los lugares donde las soluciones hidrotermales alcanzan la superficie en forma de géiseres o manantiales calientes, como depósitos superficiales.

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas resulta claro que algunos depósitos hidrotermales se originaron a lo largo de antiguas dorsales oceánicas. Un ejemplo bien conocido se encuentra en la isla de Chipre, donde se ha estado extrayendo cobre en minas durante más de 4.000 años. Aparentemente esos depósitos representan menas que se formaron en un centro de expansión de un antiguo fondo oceánico.

Desde mediados de los años setenta, se han detectado depósitos de sulfuros ricos en metales y fuentes termales en diversos lugares, incluidas áreas de estudio situadas a lo largo de la dorsal del Pacífico oeste y la dorsal de Juan de Fuca. Los depósitos se están formando allí donde el agua marina caliente, rica en metales y azufre disueltos, brota del fondo del océano en forma de nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas hidrotermales*. Como se muestra en la Figura 21.19, el agua del mar se infiltra en la corteza oceánica caliente a lo largo de los flancos de la dorsal. Conforme el agua atraviesa el material recién formado, se calienta y reacciona químicamente con el basalto, extrayendo y transportando azufre, hierro, cobre y otros metales. Cerca del eje de la dorsal, el fluido caliente rico en metales se eleva a lo largo de las fallas. Tras alcanzar el suelo del océano, el líquido arrojado se mezcla con el agua fría del mar y los sulfuros precipitan para formar depósitos de sulfuros masivos.

Recursos minerales y procesos metamórficos

El papel del metamorfismo en la formación de yacimientos minerales suele ligarse a los procesos ígneos. Por ejemplo, muchos de los depósitos de menas metamórficas más importantes se producen mediante metamorfismo de contacto. La roca de caja es recristalizada y alterada químicamente por el calor, la presión y las soluciones hidrotermales que emanan de un cuerpo ígneo en intrusión. El grado de alteración de la roca de caja depende de su naturaleza así como de la masa ígnea que haga intrusión.



▶ **Figura 21.19** Pueden producirse depósitos de sulfuros masivos como consecuencia de la circulación del agua de mar a través de la corteza oceánica a lo largo de centros de expansión activos. A medida que el agua del mar se infiltra en la corteza basáltica caliente, lixivia azufre, hierro, cobre y otros metales. El fluido enriquecido y caliente vuelve al fondo del mar cerca del eje de la dorsal a lo largo de las fallas y las fracturas. Algunos sulfuros metálicos pueden precipitar en esos canales a medida que el fluido ascendente empieza a enfriarse. Cuando el líquido caliente emerge del fondo del océano y se mezcla con el agua fría del mar, los sulfuros precipitan para formar depósitos masivos.

Algunos materiales resistentes, como las areniscas ricas en cuarzo, pueden mostrar muy poca alteración, mientras que otros, entre ellos las calizas, pueden exhibir los efectos del metamorfismo durante varios kilómetros desde el plutón ígneo. A medida que los fluidos calientes ricos en iones atraviesan la caliza, tienen lugar reacciones químicas que producen minerales útiles, como el granate y el corindón. Además, esas reacciones liberan dióxido de carbono, que facilita en gran medida la migración ascendente de los iones metálicos. Por tanto, extensas aureolas de depósitos ricos en metales, frecuentemente, rodean los plutones ígneos que han invadido los estratos de caliza.

Los minerales metálicos más comunes asociados con el metamorfismo de contacto son la esfalerita (cinc), la galena (plomo), la calcopirita (cobre), la magnetita (hierro) y la bornita (cobre). Los depósitos de menas hidrotermales pueden estar diseminados a lo largo de la zona alterada o existir como masas concentradas localizadas cerca del cuerpo intrusivo o en la periferia de la zona metamórfica.

El metamorfismo regional puede generar también depósitos minerales útiles. Recordemos que, en los bordes de placa convergentes, la corteza oceánica, junto con los sedimentos que se han acumulado en los márgenes continentales, son transportados a grandes profundidades. En estos ambientes de alta temperatura y presión se alteran la mineralogía y la textura de los materiales subducidos, originando depósitos de minerales no metálicos como el talco y el grafito.

Meteorización y yacimientos de menas

La meteorización crea muchos depósitos minerales importantes concentrando cantidades pequeñas de metales, que están dispersos a través de la roca no meteorizada, en cantidades económicamente valiosas. Dicha transformación se denomina a menudo **enriquecimiento secundario** y tiene lugar de dos formas. En una situación, la meteorización química asociada con las aguas de percolación descendente, elimina los materiales indeseables de la roca en descomposición, dejando los elementos deseables enriquecidos en la zona superior del suelo. La otra forma es básicamente la opuesta de la primera. Es decir,

los elementos deseables que se encuentran en bajo contenido cerca de la superficie son extraídos y transportados a zonas inferiores, donde se concentran.

Bauxita

La formación de *bauxita*, la mena principal de aluminio, es un ejemplo importante de una mena creada como consecuencia de enriquecimiento mediante procesos de meteorización (Figura 21.20). Aunque el aluminio es el tercer elemento más abundante sobre la corteza terrestre, no es común encontrar concentraciones económicamente valiosas de este importante metal, porque la mayor parte del aluminio aparece en los silicatos de los que es extremadamente difícil extraer.

La bauxita se forma en los climas tropicales lluviosos, en asociación con las lateritas. (De hecho, a veces se hace referencia a la bauxita como la laterita de aluminio.) Cuando la roca madre rica en aluminio se ve sometida a la meteorización química intensa y prolongada de los trópicos, la mayor parte de los elementos comunes, entre ellos el calcio, el sodio y el silicio, son eliminados por lixiviación. Dado que el aluminio es extremadamente insoluble, se concentra en el suelo como bauxita, un óxido de aluminio hidratado. Por tanto, la formación de bauxita depende tanto de las condiciones climáticas, en las que la meteorización química y la lixiviación son intensas, como de la presencia de una roca madre rica en aluminio. También en suelos lateríticos se encuentran depósitos importantes de níquel y cobalto que se desarrollan a partir de rocas ígneas ricas en silicatos ferromagnesianos.



▲ **Figura 21.20** La bauxita es la mena de aluminio y se forma como consecuencia de procesos de meteorización bajo condiciones tropicales. Su color oscila entre el rojo o el marrón y el casi blanco. (Foto de E. J. Tarbuck.)

Otros depósitos

Muchos depósitos de cobre y plata se originan cuando los procesos de meteorización concentran los metales que están depositados a través de una mena primaria de bajo grado. Normalmente, dicho enriquecimiento se produce en depósitos que contienen pirita (FeS_2), el sulfuro más común y generalizado. La pirita es importante porque, cuando es meteorizada químicamente, forma ácido sulfúrico, que permite la disolución de los metales de la mena por las aguas de percolación. Una vez disueltos, los metales migran gradualmente hacia abajo a través de la mena primaria hasta que precipitan. El depósito tiene lugar debido a los cambios químicos que se producen en la solución cuando alcanza la zona de aguas subterráneas (zona debajo de la superficie donde todos los espacios porosos están ocupados por agua). De esta manera, el pequeño porcentaje de metal disperso puede eliminarse de un gran volumen de roca y volver a depositarse en forma de una mena de grado más alto en un volumen de roca menor.

Este proceso de enriquecimiento es responsable del éxito económico de muchos depósitos de cobre, entre ellos uno localizado en Miami, Arizona. Aquí la mena aumentó su valor desde menos de un 1 por ciento de contenido en cobre, en el depósito primario, hasta un 5 por ciento en algunas zonas localizadas de enriquecimiento. Cuando la pirita experimenta meteorización (se oxida) cerca de la superficie, quedan restos de óxido de hierro. La presencia de esas masas herrumbrosas en la superficie indica la posibilidad de que haya una mena enriquecida debajo, y esto representa una evidencia visual para los prospectores.

Depósitos de placeres

La selección origina normalmente que granos de tamaño similar se depositen juntos. Sin embargo, también se produce selección en función del peso específico de las partículas. Este último tipo de selección es el responsable de la creación de los **depósitos de placeres,** que son depósitos formados cuando los minerales pesados son concentrados mecánicamente por las corrientes. Los depósitos de placeres asociados con corrientes de agua se cuentan entre los más comunes y mejor conocidos, pero la acción selectiva de las olas también puede crear depósitos de placeres a lo largo de la costa. Estos yacimientos contienen normalmente minerales que no son sólo pesados, sino que también son duraderos (para resistir la destrucción física durante el transporte) y resistentes desde el punto de vista químico (para soportar los procesos de meteorización). Los depósitos de placeres se forman porque muchos minerales pesados se depositan rápidamente desde una corriente, mientras que las partículas menos

densas permanecen en suspensión y son transportadas. Entre los lugares habituales de acumulación se cuentan las **barras de meandro**, en los interiores de los meandros, así como las grietas, las depresiones y otras irregularidades en los lechos de los ríos.

Existen muchos depósitos de placeres económicamente importantes; los más conocidos son las acumulaciones de oro. De hecho, fueron los depósitos de placeres descubiertos en 1848 los que indujeron la famosa fiebre del oro californiana. Años después, depósitos similares crearon otra fiebre en Alaska. La búsqueda de oro lavando la arena y la grava en una cazuela plana para concentrar el fino «polvo» en el fondo fue el método habitual utilizado por los primeros prospectores para recuperar el metal precioso, siendo un proceso similar al que creó los depósitos de placeres.

Además del oro, otros minerales pesados y resistentes forman depósitos de placeres. Entre ellos se cuentan el platino, los diamantes y el estaño. Los Urales contienen depósitos de placeres ricos en platino, y son fuentes importantes de diamantes en Sudáfrica. Porciones importantes del suministro mundial de casiterita, la mena principal de estaño, se han obtenido a partir de depósitos de placeres en Malasia e Indonesia. La casiterita suele estar diseminada en rocas ígneas graníticas. En este estado, el mineral no está lo bastante concentrado como para ser extraído con provecho. Sin embargo, a medida que se disuelve y se desintegra la roca que la encierra, quedan libres los granos de casiterita, pesados y resistentes. Por último, las partículas liberadas alcanzan una corriente de agua donde crean depósitos de placeres estando significativamente más concentrados que en el depósito original. Circunstancias y acontecimientos similares son comunes para muchos minerales que se obtienen de depósitos de placeres.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Qué tamaño tenía la mayor pepita de oro jamás descubierta?

La mayor pepita de oro jamás descubierta fue la pepita Welcome Stranger, encontrada en 1869 como un depósito de placer en la región minera de extracción de oro de Victoria, Australia. Pesaba 95 kilogramos y, a los precios actuales del oro, valía más de 700.000 dólares. La mayor pepita de oro que se sabe que todavía existe en la actualidad es la pepita Hand of Faith, que se encontró en 1975 cerca de Wedderburn, Victoria, Australia. Se encontró con un detector de metales y pesa 33 kilogramos. Vendida en 1982, se exhibe ahora en el casino Golden Nugget de Las Vegas, Nevada.

En algunos casos, si puede localizarse la roca madre de un depósito de tipo placer, también puede convertirse en una mena importante. Siguiendo los depósitos de placeres corriente arriba, a veces pueden localizarse los depósitos originales. Así fue como se encontraron los filones de oro del Mother Lode en el batolito de la Sierra Nevada de California, así como las famosas minas de diamantes Kimberly de Sudáfrica. Los depósitos de placeres se descubrieron primero; su fuente algo más tarde.

Recursos minerales no metálicos

Los materiales de la Tierra que no se utilizan como combustibles ni se procesan debido a los metales que contienen se suelen denominar **recursos minerales no metálicos.** Nótese que el uso de la palabra «mineral» es muy amplio en este contexto económico, y es bastante diferente de la definición geológica estricta de mineral estudiada en el Capítulo 3. Los recursos minerales no metálicos se extraen y se procesan por los elementos no metálicos que contienen o por las propiedades químicas y físicas que poseen.

A menudo, no nos damos cuenta de la importancia de los minerales no metálicos, porque se consideran sólo los productos que resultaron de su utilización y no los minerales en sí mismos. Es decir, muchos minerales no metálicos se utilizan en el proceso de creación de otros productos. Son ejemplos la fluorita y la caliza, que forman parte del proceso de fabricación del acero, los abrasivos necesarios para fabricar una pieza de maquinaria y los fertilizantes necesarios para el crecimiento de una cosecha (Tabla 21.4).

Las cantidades de minerales no metálicos utilizados cada año son enormes. Un vistazo a la Figura 21.1 nos recuerda que el consumo *per capita* de recursos no combustibles en Estados Unidos constituye un total de cerca de 10 toneladas métricas, de las cuales alrededor del 94 por ciento son no metálicos. Los recursos minerales no metálicos se dividen normalmente en dos amplios grupos: *materiales de construcción* y *minerales industriales*. Dado que algunas sustancias tienen muchos usos diferentes, se encuentran en las dos categorías. La caliza, quizá la roca más versátil y utilizada de todas, es el mejor ejemplo. Como material de construcción, se utiliza no sólo como material aglomerante y piedra de construcción, sino también para fabricar el cemento. Además, como mineral industrial, la caliza es un ingrediente en la fabricación del acero y se utiliza en la agricultura para neutralizar los suelos.

Materiales de construcción

Los áridos naturales consisten en roca triturada, arena y grava. Desde el punto de vista de la cantidad y de su valor, los áridos son un material de construcción muy importante.

Tabla 21.4 Lugares donde aparecen y usos de los minerales no metálicos

Mineral	Usos	Lugares de aparición
Apatito	Fertilizantes fosfatados	Depósitos sedimentarios
Asbestos	Fibras incombustibles	Alteración metamórfica
Azufre	Productos químicos; fabricación de fertilizantes	Depósitos sedimentarios; yacimientos hidrotermales
Calcita	Agregados; fabricación del acero; acondicionamiento del suelo; productos químicos; cemento; piedra de construcción	Depósitos sedimentarios
Corindón	Gemas; abrasivos	Yacimientos metamórficos
Cuarzo	Ingrediente principal del vidrio	Intrusiones ígneas; depósitos sedimentarios
Diamante	Gemas; abrasivos	Pipas de kimberlita; depósitos de placeres
Fluorita	Fabricación de acero; purificación del aluminio; vidrio; productos químicos	Yacimientos hidrotermales
Grafito	Mina de los lápices; lubricantes; refractarios	Yacimientos metamórficos
Granate	Abrasivos; gemas	Yacimientos metamórficos
Halita	Sal de mesa; productos químicos; control del hielo	Depósitos de evaporitas; domos de sal
Minerales de la arcilla	Cerámica; porcelana	Producto residual de la meteorización
Moscovita	Aislante en aplicaciones eléctricas	Pegmatitas
Silvina	Fertilizantes de potasio	Depósitos de evaporitas
Talco	Polvo utilizado en las pinturas, los cosméticos, etc.	Yacimientos metamórficos
Yeso	Yeso blanco	Depósitos de evaporitas

Estados Unidos produce casi 2.000 millones de toneladas de áridos por año, lo que representa alrededor de la mitad del volumen minero no energético total del país. Se produce comercialmente en todos los estados y se utiliza casi en todo tipo de construcción de edificios y en la mayoría de los proyectos de obras públicas.

Además de los áridos, otros importantes materiales de construcción son el yeso para argamasa y recubrimiento de paredes, la arcilla para los ladrillos y las tejas, y el cemento, que está hecho de caliza y arcilla. El cemento y los áridos se reúnen en el hormigón, un material que es esencial prácticamente para todo tipo de construcciones. Los áridos proporcionan al hormigón su fuerza y su volumen, y el cemento une la mezcla dando una sustancia similar a una roca dura. Tan sólo 2 kilómetros de autopista precisan más de 85 toneladas métricas de áridos. A una menor escala, se necesitan 90 toneladas de áridos simplemente para construir una casa media de 6 habitaciones.

Dado que la mayoría de los materiales de construcción están ampliamente distribuidos y presentes en cantidades casi ilimitadas, tienen poco valor intrínseco. Su valor económico surge sólo después de que los materiales han sido extraídos del terreno y procesados. Dado que su valor por tonelada, en comparación con los metales y los minerales industriales, es bajo, las operaciones de minería y excavación se realizan normalmente para satisfacer las necesidades locales. Excepto para los tipos especiales de rocas ornamentales utilizadas para los edificios y los monumentos, los costes de transporte limitan en gran medida las distancias a que pueden moverse los materiales de construcción.

Minerales industriales

Muchos recursos no metálicos se clasifican como minerales industriales. En algunos casos, estos materiales son importantes, porque son fuente de elementos químicos o compuestos específicos. Dichos minerales se utilizan en la fabricación de productos químicos y en la producción de fertilizantes. En otros casos, su importancia está relacionada con las propiedades físicas que muestran. Son ejemplos minerales el corindón y el granate, que se utilizan como abrasivos. Aunque los suministros son abundantes, la mayoría de los minerales industriales no son tan abundantes como los materiales de construcción. Además, la extensión y la distribución de los depósitos están mucho más restringidas. Como consecuencia, muchos de esos recursos no metálicos deben transportarse a distancias considerables, que, por supuesto, incrementan su coste. A diferencia de la mayoría de los materiales de construcción, que necesitan un mínimo de tratamiento antes de estar listos para usarse, muchos minerales industriales precisan un considerable procesamiento para extraer la sustancia deseada en el grado de pureza adecuado necesario para su utilización final.

Fertilizantes El crecimiento de la población mundial, que se dirige hacia los 7.000 millones, exige que la producción de cosechas alimentarias básicas siga aumentando. Por tanto, los fertilizantes, sobre todo los compuestos de nitrato, fosfato y potasio, son extremadamente importantes para la agricultura. La industria de nitratos sintéticos, que deriva del nitrógeno atmosférico, es la fuente de prácticamente todos los fertilizantes nitrogenados del mundo. La

fuente principal de fósforo y de potasio, sin embargo, sigue siendo la corteza terrestre. El mineral apatito es la fuente primaria de fosfatos. En Estados Unidos, la mayor producción procede de los depósitos sedimentarios marinos de Florida y Carolina del Norte (Figura 21.21). Aunque el potasio es un elemento abundante en muchos minerales, las principales fuentes comerciales son los depósitos de evaporitas que contienen el mineral silvina. En Estados Unidos, los depósitos que hay cerca de Carlsbad, Nuevo México, han sido especialmente importantes.

Azufre Debido a sus diversos usos, el azufre es un importante recurso no metálico. De hecho, la cantidad de azufre utilizada se considera un índice del nivel de industrialización de un país. Más del 80 por ciento se utiliza para la producción de ácido sulfúrico. Aunque su uso principal es la fabricación de fosfatos para fertilizantes, el ácido sulfúrico tiene además un sinfín de otras aplicaciones. Entre sus fuentes se cuentan los depósitos de azufre nativo asociados con domos de sal y áreas volcánicas, así como los sulfuros de hierro común, como la pirita. En los últimos años una fuente cada vez más importante ha sido el azufre extraído del carbón, el petróleo y el gas natural, para conseguir que esos combustibles sean menos contaminantes.

Sal La sal común, conocida por el mineral denominado *halita* es otro recurso versátil e importante. Se cuenta entre los minerales no metálicos más destacados utilizados como materia prima en la industria química. Además, se utilizan grandes cantidades para «ablandar» el agua y para eliminar el hielo de las calles y las carreteras. Por supuesto, todos nosotros sabemos que es también un nutriente básico y parte de muchos productos alimenticios.

La sal es una roca evaporítica común que se explota en potentes depósitos utilizando técnicas de minería subterránea. Los depósitos subsuperficiales se explotan también utilizando pozos de salmuera en los cuales se introduce una tubería en un depósito de sal y se inyecta agua hacia el interior. La sal disuelta por el agua es extraída a la superficie a través de una segunda tubería. Además, el agua de mar sigue sirviendo como fuente de sal, igual que ha ocurrido durante siglos. La sal se recoge después de que el sol evapora el agua.



Figura 21.21 Gran mina de fosfatos a cielo abierto en Florida. El mineral apatito, portador de fósforo, es un fosfato de calcio asociado con los huesos y los dientes. Los peces y otros organismos marinos extraen fosfato del agua marina y forman apatito. Estos depósitos sedimentarios están asociados con el fondo de un mar somero. (Foto de C. Davidson/Comstock.)

Resumen

- Los *recursos renovables* pueden recuperarse en lapsos de tiempo relativamente cortos. Son ejemplos de ellos las fibras naturales para la ropa, y los árboles para la obtención de madera. Los *recursos no renovables* se forman tan despacio que, desde un punto de vista humano, la Tierra contiene suministros fijos. Son ejemplos los combustibles como el carbón y el petróleo, y los metales como el cobre y el oro. Una población mundial en crecimiento rápido y el deseo de un mejor nivel de vida hace que los recursos no renovables se agoten a un ritmo creciente.

- El *carbón*, el *petróleo* y el *gas natural*, los *combustibles fósiles* de nuestra economía moderna, están todos asociados

con las rocas sedimentarias. El carbón se origina a partir de grandes cantidades de restos vegetales que se acumulan en un ambiente empobrecido en oxígeno, como un pantano. Más del 70 por ciento del carbón que se utiliza en la actualidad es para la generación de electricidad. La contaminación atmosférica producida por los gases de óxido de azufre que se forman por la combustión de la mayoría de los tipos de carbón constituye un problema ambiental destacable.

- El petróleo y el gas natural, que aparecen normalmente juntos en los poros de algunas rocas sedimentarias, consisten en mezclas de diversos *hidrocarburos* (compuestos de hidrógeno y de carbono). La formación del petróleo está asociada con la acumulación de sedimentos en áreas oceánicas ricas en restos animales y vegetales que son enterrados y aislados en un entorno deficitario en oxígeno. A medida que el petróleo y el gas natural se forman, migran y se acumulan en capas permeables adyacentes, como las areniscas. Si un estrato de roca impermeable, a la que se denomina *roca de tapa*, interrumpe la migración ascendente se desarrolla un ambiente geológico que permite la acumulación de cantidades económicamente significativas de petróleo y gas bajo tierra, denominada *trampa petrolífera*. Las dos condiciones básicas comunes para todas las trampas petrolíferas son: (1) una *roca almacén* porosa y permeable que suministrará petróleo, gas natural, o las dos cosas, en cantidades suficientes, y (2) una roca de tapa impermeable.

- Entre los problemas ambientales asociados con la combustión de los combustibles fósiles se cuentan la contaminación atmosférica y el calentamiento global. Los *contaminantes primarios* emitidos por fuentes como los vehículos de motor pueden reaccionar en la atmósfera para producir los *contaminantes secundarios* que constituyen el *smog* urbano. La combustión de los combustibles fósiles es una de las maneras mediante las cuales los seres humanos están incrementando el contenido de dióxido de carbono en la atmósfera. Mayores cantidades de este gas absorbente de calor inducirían un calentamiento global.

- Cuando los recursos petrolíferos convencionales ya no sean adecuados, las *arenas asfálticas* y las lutitas bituminosas pueden sustituirlos. En la actualidad, las arenas asfálticas de la provincia de Alberta originan alrededor del 15 por ciento de la producción petrolífera de Canadá. La producción de petróleo a partir de las lutitas bituminosas en la actualidad es antieconómica. La producción de petróleo de las arenas asfálticas y lutitas bituminosas tiene importantes inconvenientes ambientales.

- Alrededor del 85 por ciento de nuestra energía se deriva de los combustibles fósiles. En Estados Unidos, las fuentes de energía alternativa más importantes son la *energía nuclear* y la *energía hidroeléctrica*. Otras fuentes de energía alternativas son localmente importantes, pero en conjunto proporcionan aproximadamente el 1 por ciento de la demanda energética de Estados Unidos. Entre ellas se cuentan la *energía solar*, la *energía geotérmica*, la *energía eólica* y la *energía mareal*.

- Los *recursos minerales* son el conjunto de minerales útiles disponibles comercialmente. Estos recursos abarcan los depósitos ya identificados a partir de los cuales pueden extraerse lucrativamente minerales, denominándose *reservas*, así como los depósitos conocidos que no son todavía económica ni tecnológicamente recuperables. Los depósitos que se supone que existen, pero todavía no se han descubierto, se consideran también recursos minerales. El término *mena* se utiliza para indicar esos minerales metálicos útiles que pueden ser explotados para obtener beneficio, así como algunos minerales no metálicos, como la fluorita y el azufre, que contienen sustancias útiles.

- Algunas de las acumulaciones más importantes de metales, como el oro, la plata, el plomo y el cobre, son generadas por procesos ígneos. Los depósitos de mena más importantes y mejor conocidos son generados a partir de *soluciones hidrotermales* (agua caliente). Los depósitos hidrotermales se originan a partir de fluidos calientes ricos en metales que son restos de procesos magmáticos en etapas tardías. Esas soluciones ricas en iones se mueven a lo largo de fracturas o de planos de estratificación, se enfrían y precipitan los iones metálicos para originar *depósitos filonianos*. En un *depósito diseminado* (por ejemplo, muchos de los depósitos de cobre del mundo) las menas de las soluciones hidrotermales se distribuyen en forma de pequeñas masas por toda la masa rocosa.

- Muchos de los depósitos de menas metamórficos más importantes se producen mediante metamorfismo de contacto. Extensas aureolas de depósitos ricos en metales rodean habitualmente los cuerpos ígneos donde los iones han invadido estratos de calizas. Los minerales metálicos más comunes asociados con el metamorfismo de contacto son la esfalerita (cinc), la galena (plomo), la calcopirita (cobre), la magnetita (hierro) y la bornita (cobre). De importancia económica similar son las propias rocas metamórficas. En muchas regiones, la pizarra, el mármol y la cuarcita se extraen para diversos tipos de construcción.

- La meteorización crea yacimientos de menas mediante la concentración de metales en depósitos económicamente valiosos. El proceso, frecuentemente denominado *enriquecimiento secundario*, se lleva a cabo: (1) por extracción de los materiales indeseables, dejando los elementos deseados enriquecidos en las zonas superiores del suelo, (2) por eliminación y transporte de los elementos deseables a zonas inferiores, donde se depositan y se concentran. La *bauxita*, la mena principal de aluminio, se ha formado como resultado del enriquecimiento mediante procesos de meteorización. Además, muchos depósitos de cobre y plata se producen cuando los procesos de meteorización concentran los metales que estuvieron inicialmente dispersos en una mena primaria de bajo grado.

- Los materiales de la Tierra que no se utilizan como combustibles ni se procesan por los metales que contienen se denominan *recursos no metálicos*. Muchos son sedimentos o rocas sedimentarias. Los dos grupos grandes de recursos no metálicos son los *materiales de construcción* y los *minerales industriales*. La caliza, quizá la roca más versátil y utilizada de todas, se encuentra en ambos grupos.

Preguntas de repaso

1. Compare los recursos renovables con los no renovables. Dé uno o más ejemplos de cada uno.
2. ¿Qué población mundial se calcula para el año 2015? ¿Cómo se compara esto con las cifras de 1930 y de 1975? ¿Está creciendo la demanda de recursos tan deprisa como la población?
3. Más del 70 por ciento de la utilización actual del carbón se emplea ¿para qué propósito?
4. Describa dos impactos de la combustión de los combustibles fósiles sobre el ambiente atmosférico.
5. ¿Qué es una trampa petrolífera? Enumere dos condiciones comunes para todas las trampas petrolíferas.
6. Enumere dos desventajas asociadas con el procesamiento de las arenas asfálticas recuperadas mediante minería de superficie.
7. Estados Unidos tiene enormes depósitos de lutitas bituminosas, pero no produce petróleo de ellos de manera comercial. Explíquelo.
8. ¿Cuál es el combustible principal para los reactores de fisión nuclear?
9. Enumere dos obstáculos que han impedido el desarrollo de la energía nuclear como fuente de energía principal.
10. Describa brevemente dos métodos mediante los cuales la energía solar podría utilizarse para producir electricidad.
11. Explique por qué no duran indefinidamente las presas construidas para generar energía eléctrica.
12. ¿Se considera la energía geotérmica una fuente de energía inagotable? Explíquelo.
13. ¿Qué ventajas ofrece la producción de energía mareal? ¿Es probable que las mareas proporcionen siempre una parte significativa de los requerimientos de energía eléctrica mundiales?
14. Compare *recurso* con *reserva*.
15. ¿Qué podría hacer que un depósito mineral no considerado como mena fuera reclasificado como mena?
16. Nombre dos tipos generales de yacimientos hidrotermales.
17. Los yacimientos de menas metamórficas están relacionados a menudo con procesos ígneos. Proporcione un ejemplo.
18. Nombre la mena principal de aluminio y describa su formación.
19. Una zona con color de herrumbre de óxido de hierro en la superficie puede indicar la presencia de un depósito de cobre en profundidad. Explíquelo brevemente.
20. Describa brevemente cómo los minerales se acumulan en depósitos de placeres. Enumere cuatro minerales que se obtienen de estos depósitos.
21. ¿Cuál es mayor, el consumo *per capita* de recursos metálicos o el de recursos no metálicos?
22. Los recursos no metálicos suelen dividirse en dos grandes grupos. Nombre los dos grupos y algunos ejemplos de materiales que pertenezcan a cada uno. ¿Qué grupo está más ampliamente distribuido?

Términos fundamentales

combustible fósil
depósito de placeres
depósito diseminado
depósito filoniano
energía geotérmica
energía hidroeléctrica
enriquecimiento secundario
fisión nuclear
mena
pegmatita
recurso mineral
recurso mineral no metálico
recurso no renovable
recurso renovable
reserva
roca almacén
roca de tapa impermeable
solución hidrotermal
trampa petrolífera

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

CAPÍTULO 22

Geología planetaria

Los planetas: una visión de conjunto
El interior de los planetas
Las atmósferas de los planetas

La Luna
La superficie lunar
Historia lunar

Los planetas: características generales
Mercurio, el planeta más interno
Venus, el planeta velado
Marte, el planeta rojo
Júpiter, el señor del cielo
Saturno, el planeta elegante
Urano y Neptuno, los gemelos
Plutón, el planeta X

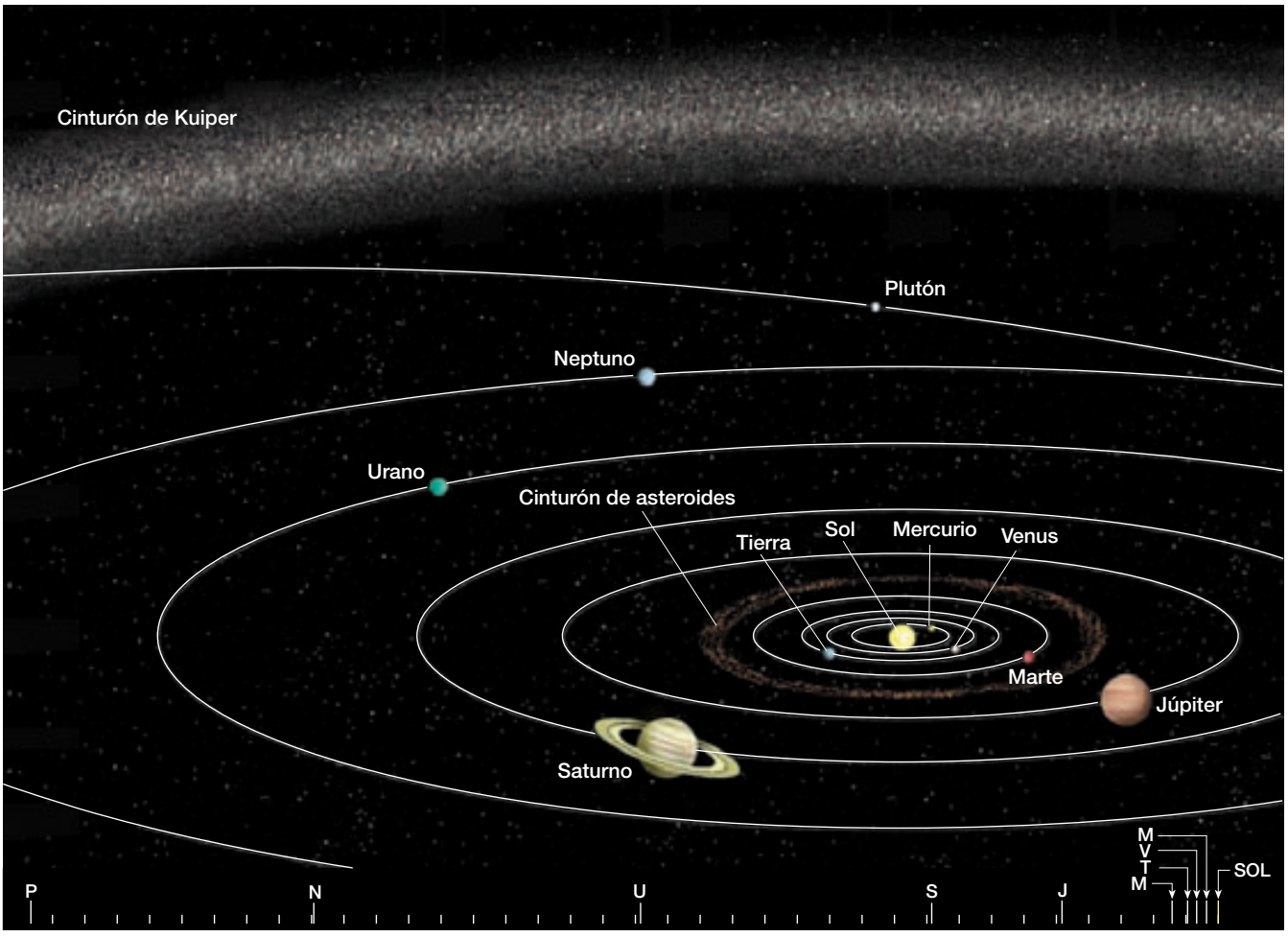
Cuerpos menores del Sistema Solar
Asteroides: microplanetas
Cometas
Meteoritos

Cuando el ser humano comprendió por primera vez que los planetas eran más parecidos a la Tierra que a las estrellas, creció una gran agitación. ¿Podría haber vida inteligente en estos planetas o en cualquier otro lugar del universo? La exploración espacial ha reavivado este interés. Hasta la fecha no se han encontrado pruebas de vida extraterrestre en nuestro Sistema Solar. Sin embargo, estudiamos los otros planetas para poder conocer cómo se formó nuestro planeta y su historia inicial. Las recientes exploraciones espaciales se han organizado teniendo este objetivo en la mente. Hasta la fecha, las sondas espaciales han explorado Mercurio, Venus, Marte, Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno.

El Sol es el centro de un enorme sistema de rotación que consta de nueve planetas, sus satélites y numerosos asteroides, cometas y meteoritos, pequeños pero interesantes. Se calcula que un 99,85 por ciento de la masa de nuestro Sistema Solar está representado por el Sol. El conjunto de los planetas constituye más del 0,15 por ciento restante. Los planetas, en orden desde el Sol, son: Mercurio, Venus, la Tierra, Marte, Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno y Plutón (Figura 22.1).

Bajo el control de la fuerza gravitatoria del Sol, cada planeta mantiene una órbita elíptica y todos ellos viajan en la misma dirección. El planeta más próximo al Sol, Mercurio, tiene el movimiento orbital más rápido, 48 kilómetros por segundo, y el período de revolución alrededor del Sol más corto, 88 días terrestres. Por el contrario, el planeta más distante, Plutón, tiene una velocidad orbital de 5 kilómetros por segundo y necesita 248 años terrestres para completar una revolución.

Imaginemos una órbita dibujada en una hoja de papel. El papel representa el *plano orbital* del planeta. Los planos orbitales de siete planetas se encuentran inclinados en un intervalo de 3 grados con respecto al plano del ecuador solar. Los otros dos, el más próximo al Sol y el más distante, Mercurio y Plutón, están inclinados 7 y 17 grados, respectivamente.



▲ **Figura 22.1** Órbitas de los planetas. Las posiciones de los planetas se muestran a escala en la parte inferior del diagrama.

Los planetas: una visión de conjunto

Un examen cuidadoso de la Tabla 22.1 demuestra que los planetas se pueden agrupar en dos conjuntos: los **planetas terrestres** (parecidos a la Tierra) (Mercurio, Venus, la Tierra y Marte) y los **planetas jovianos** (parecidos a Júpiter) (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno). Plutón no se incluye en ninguna de las dos categorías (*véase* Recuadro 22.2).

Las diferencias más obvias entre los planetas terrestres y los jovianos radican en su tamaño (Figura 22.2). Los planetas terrestres más grandes (la Tierra y Venus) tienen un diámetro que es solamente una cuarta parte del diámetro del planeta joviano más pequeño (Neptuno). Además, sus masas son tan sólo 1/17 la de Neptuno. Por consiguiente, a los planetas jovianos se les denomina *gigantes*. Debido a sus localizaciones relativas, a los cuatro planetas jovianos se les suele denominar *planetas exteriores*, mientras que a los planetas terrestres se les denomina *planetas interiores*. Como veremos, parece existir una correlación entre las posiciones de esos planetas y sus tamaños.

Otras dimensiones en las cuales los dos grupos difieren son la densidad, la composición química y la velocidad de rotación. Las densidades de los planetas terrestres tienen un valor medio de unas cinco veces la densidad del agua, mientras que los planetas jovianos tienen densidades medias de sólo 1,5 veces la del agua. Uno de los planetas externos, Saturno, tiene una densidad de sólo 0,7 veces la del agua, lo que significa que Saturno flotaría en un depósito de agua lo bastante grande. Las variaciones de composición química de los planetas son responsables en gran medida de las diferencias de densidad.

El interior de los planetas

Las sustancias que constituyen los planetas se dividen en tres grupos composicionales: *gases*, *rocas* y *hielos*, en función de sus puntos de fusión.

1. Los gases, el hidrógeno y el helio, son los que tienen puntos de fusión próximos al cero absoluto (−273 °C o 0 Kelvin).
2. Las rocas son principalmente silicatos y hierro metálico, cuyos puntos de fusión superan los 700 °C.
3. Dentro del grupo de hielos se incluyen el amoniaco (NH_3), el metano (CH_4), el dióxido de carbono (CO_2) y el agua (H_2O). Tienen puntos de fusión intermedios (por ejemplo, el H_2O tiene un punto de fusión de 0 °C).

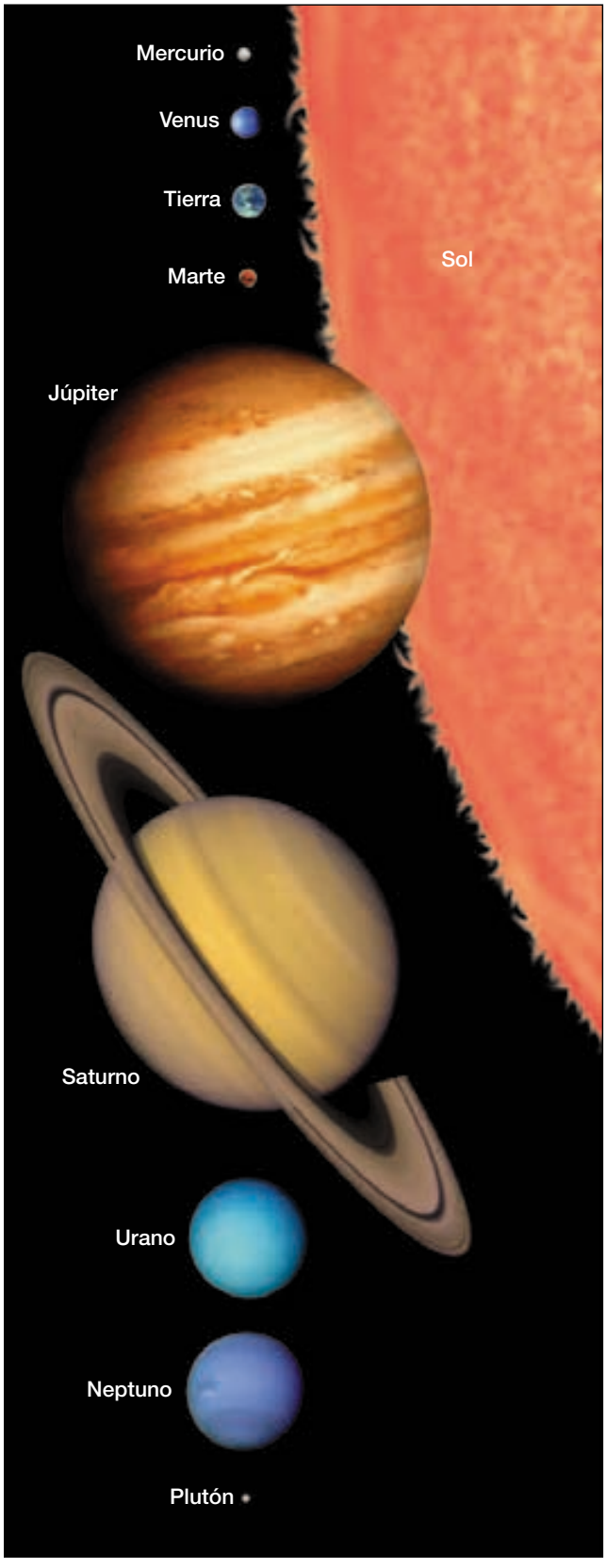
Los planetas terrestres son densos, y están formados en su mayor parte por sustancias rocosas y metálicas, con

Tabla 22.1 Datos planetarios

Planeta	Símbolo	Distancia media desde el Sol		Períodos de revolución	Inclinación orbital	Velocidad orbital km/s
		UA*	Millones de kilómetros			
Mercurio	☿	0,39	58	88 días	7°00′	47,5
Venus	♀	0,72	108	225 días	3°24′	35,0
Tierra	⊕	1,00	150	365,25 días	0°00′′	29,8
Marte	♂	1,52	228	687 días	1°51′	24,1
Júpiter	♃	5,20	778	12 años	1°18′	13,1
Saturno	♄	9,54	1427	29,5 años	2°29′	9,6
Urano	♅	19,18	2870	84 años	0°46′	6,8
Neptuno	♆	30,06	4497	165 años	1°46′	5,3
Plutón	♇	39,44	5900	248 años	17°12′	4,7

Planeta	Período de rotación	Diámetro kilómetros	Masa relativa (Tierra = 1)	Densidad media (g/cm³)	Aplanamiento polar (%)	Excentricidad	Número de satélites conocidos
Mercurio	59 d	4878	0,06	5,4	0,0	0,206	0
Venus	244 d	12.104	0,82	5,2	0,0	0,007	0
Tierra	23 h 56 m 04 s	12.756	1,00	5,5	0,3	0,017	1
Marte	24 h 37 m 23 s	6794	0,11	3,9	0,5	0,093	2
Júpiter	9 h 50 m	143.884	317,87	1,3	6,7	0,048	28
Saturno	10 h 14 m	120.536	95,14	0,7	10,4	0,056	30
Urano	17 h 14 m	51.118	14,56	1,2	2,3	0,047	21
Neptuno	16 h 03 m	50.530	17,21	1,7	1,8	0,009	8
Plutón	6,4 d	2300	0,002	1,8	0,0	0,250	1

* UA = Unidad astronómica, distancia media entre la Tierra y el Sol.



▲ **Figura 22.2** Los planetas dibujados con la misma escala.

cantidades menores de gases y hielos. Los planetas jovianos, por otro lado, contienen grandes cantidades de gases (hidrógeno y helio) y hielos (fundamentalmente agua, amoniaco y metano). Esto explica sus bajas densidades. Los planetas exteriores también contienen cantidades sustanciales de materiales rocosos y metálicos, que se concentran en sus núcleos.

Las atmósferas de los planetas

Los planetas jovianos tienen atmósferas muy gruesas que consisten en cantidades variables de hidrógeno, helio, metano y amoniaco. Por el contrario, los planetas terrestres tienen atmósferas a lo sumo ligeras. El motivo es que la capacidad de un planeta para conservar una atmósfera depende de su masa y de su temperatura.

En términos simples, una molécula de gas puede evaporarse de un planeta si alcanza una velocidad conocida como la **velocidad de escape.** Para la Tierra, esta velocidad es de 11 kilómetros por segundo (unos 40.000 kilómetros por hora). Cualquier material, incluido un cohete, debe alcanzar esta velocidad antes de poder escapar de la gravedad terrestre y entrar en el espacio.

Los planetas jovianos, debido a sus mayores gravedades superficiales, tienen velocidades de escape más altas de 21 a 60 kilómetros por segundo, mucho más elevadas

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Por qué los planetas jovianos son mucho más grandes que los planetas terrestres?

De acuerdo con la hipótesis de la nebulosa, los planetas se formaron a partir de un disco de polvo y gases en rotación que rodeaba el Sol. El crecimiento de los planetas empezó cuando fragmentos sólidos de materia empezaron a colisionar y a agruparse. En el sistema solar interior, las temperaturas eran tan elevadas que sólo los metales y los silicatos pudieron formar granos sólidos. Hacía demasiado calor como para que se formara hielo a partir del agua, el dióxido de carbono y el metano. Por tanto, los planetas interiores (terrestres) se formaron principalmente a partir de sustancias con un elevado punto de fusión que se encontraban en la nebulosa solar. Por el contrario, en las zonas externas frías del Sistema Solar, hacía el frío suficiente como para que se formara hielo de agua y otras sustancias. Por consiguiente, los planetas exteriores se formaron no sólo a partir de acumulaciones de fragmentos sólidos de metales y silicatos, sino también a partir de grandes cantidades de hielo. Al final, los planetas exteriores crecieron lo suficiente como para capturar gravitacionalmente incluso los gases más ligeros (hidrógeno y helio) y convertirse en planetas «gigantes».

que los planetas terrestres. Por consiguiente, es más difícil que los gases se evaporen de ellos. Además, debido a que el movimiento molecular de un gas depende de la temperatura, a las bajas temperaturas de los planetas jovianos, es improbable que incluso los gases más ligeros adquieran la velocidad necesaria para escapar.

Por otra parte, un cuerpo comparativamente caliente y con poca gravedad superficial, como nuestra Luna, es incapaz de conservar incluso los gases pesados, como el dióxido de carbono y el radón, y, por tanto, carece de atmósfera. Los planetas terrestres ligeramente mayores como la Tierra, Venus y Marte retienen algunos gases pesados, como el dióxido de carbono, pero incluso así sus atmósferas constituyen sólo una porción infinitesimalmente pequeña de sus masas totales.

En el resto de este capítulo consideraremos brevemente cada planeta, además de los miembros menores del Sistema Solar. Primero, sin embargo, visitaremos la compañera de la Tierra en el espacio: nuestra Luna.

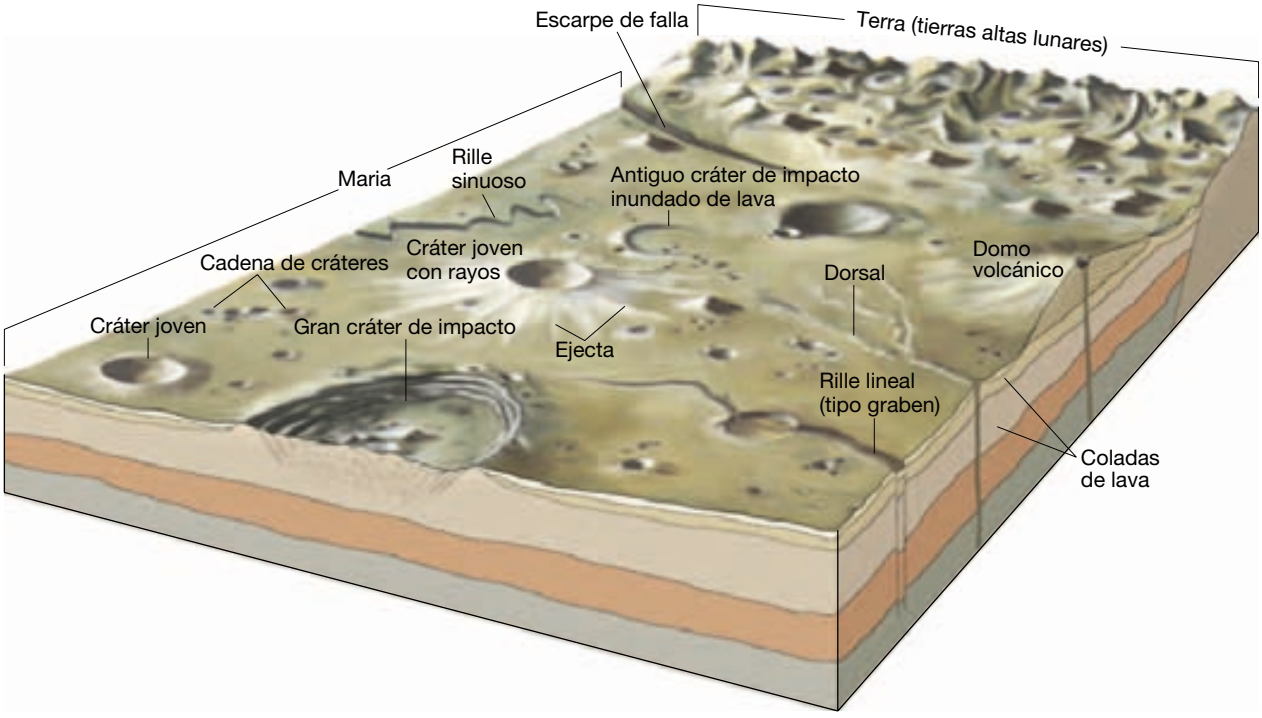
La Luna

La Tierra tiene ahora centenares de satélites, pero sólo uno natural, la Luna, nos acompaña en nuestro viaje anual alrededor del Sol. Aunque otros planetas tienen lunas, nuestro sistema planeta-satélite es único en el Sistema Solar, porque la luna es inusualmente grande en comparación con su planeta parental. El diámetro de la Luna es de 3.475 kilómetros, alrededor de una cuarta parte de los 12.756 kilómetros de la Tierra.

Teniendo en cuenta la masa lunar, su densidad es 3,3 veces la del agua. Esta densidad es comparable a la de las rocas *del manto* que hay sobre la Tierra, pero es considerablemente menor que la densidad media de la tierra, que es 5,5 veces la del agua. Los geólogos han sugerido que esta diferencia podría explicarse si el núcleo de hierro de la Luna fuera pequeño. La atracción de la gravedad en la superficie lunar es una sexta parte la experimentada en la superficie de la Tierra (una persona que pese en la superficie de la Tierra 67,5 kilogramos, en la Luna pesará aproximadamente 10 kilogramos). Esta diferencia permite a un astronauta llevar un sistema de soporte vital pesado con relativa facilidad. Si no llevara esta carga, saltaría seis veces más alto que en la Tierra.

La superficie lunar

Cuando Galileo orientó por primera vez su telescopio hacia la Luna, vio dos tipos diferentes de terrenos: llanuras oscuras y tierras altas brillantes y craterizadas. Dado que las regiones oscuras se parecían a los mares de la Tierra, fueron denominados **maria** (en singular, **mare**). Este nombre no es afortunado, porque la superficie de la Luna está totalmente desprovista de agua. En la Figura 22.3 se muestran los rasgos típicos de la superficie lunar.



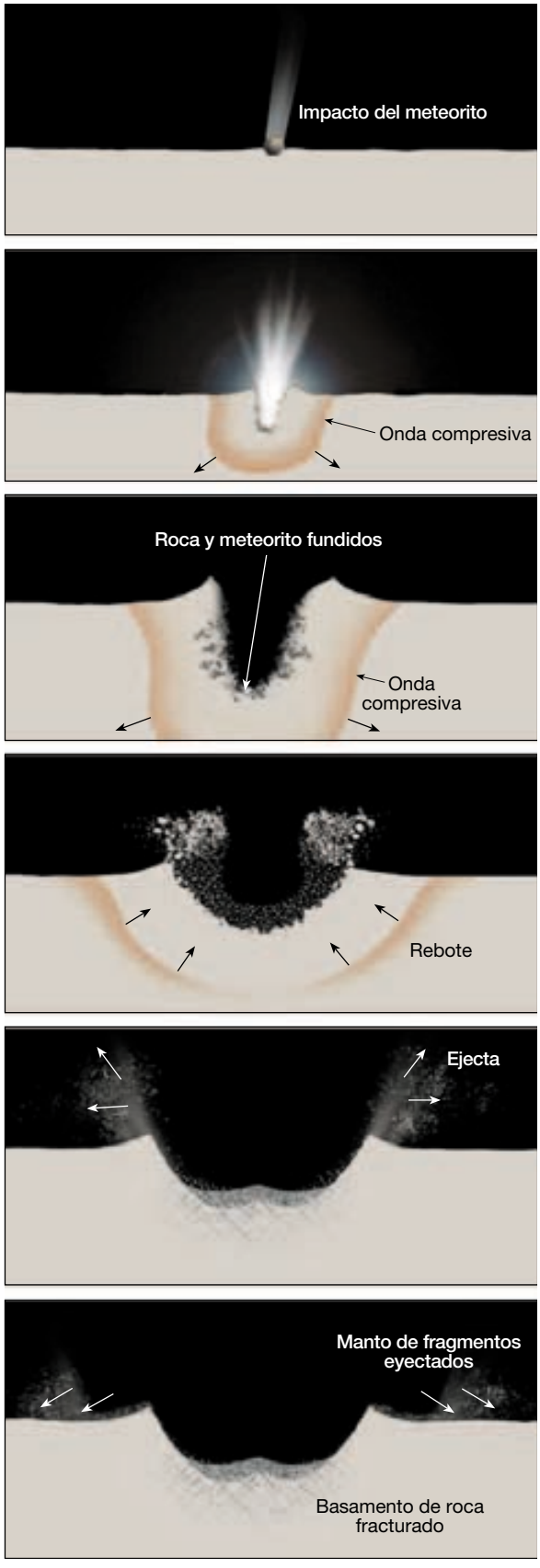
▲ **Figura 22.3** Diagrama que ilustra las principales características topográficas de la superficie lunar.

En la actualidad sabemos que la Luna no tiene atmósfera ni agua. Por consiguiente, la meteorización y la erosión que modifican continuamente la superficie de la Tierra están prácticamente ausentes de la Luna. Además, no hay fuerzas tectónicas activas sobre la Luna, de manera que ya no se producen terremotos ni erupciones volcánicas. Sin embargo, dado que la Luna no está protegida por una atmósfera, se produce un tipo diferente de erosión: partículas diminutas procedentes del espacio (micrometeoritos) bombardean continuamente su superficie y alisan gradualmente el paisaje. Las rocas de la Luna se redondearán ligeramente en su parte superior si quedan expuestas durante largo tiempo en la superficie lunar. No obstante, es improbable que la Luna haya cambiado apreciablemente en los últimos 3.000 millones de años, excepto por la creación de unos pocos cráteres por grandes meteoritos.

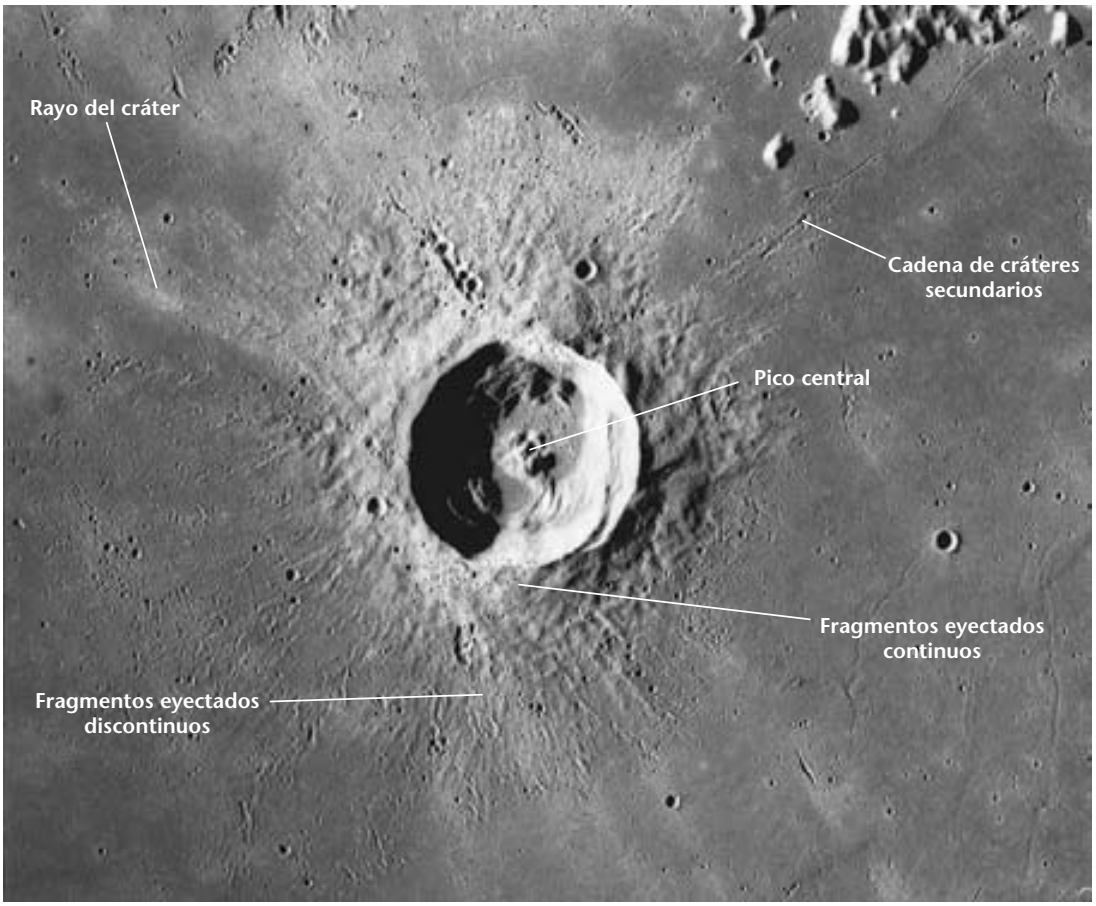
Cráteres Los rasgos más obvios de la superficie lunar son los cráteres. ¡Son tan abundantes que la regla es la existencia de cráteres dentro de cráteres! Los mayores tienen unos 250 kilómetros de diámetro, aproximadamente la anchura de Indiana. La mayoría de los cráteres se produjo por el impacto de partículas en movimiento rápido (meteoritos), un fenómeno que era considerablemente más común al principio de la historia del Sistema Solar que en la actualidad.

Por el contrario, la Tierra tiene tan sólo unos 12 cráteres de impacto fácilmente reconocibles. Esta diferencia puede atribuirse a la atmósfera terrestre. La fricción por el aire quema y destruye las partículas pequeñas antes de que alcancen la superficie. Además, las evidencias de la mayoría de los cráteres que se formaron en el comienzo de la historia de la Tierra han sido eliminadas por la erosión o por procesos tectónicos.

En la Figura 22.4 se ilustra la formación de un cráter de impacto. Tras el impacto, el meteorito que llega a gran velocidad comprime el material sobre el que golpea; a continuación, casi instantáneamente, la roca comprimida rebota, expulsando material del cráter. Este proceso es análogo a la salpicadura que se produce cuando se lanza una roca al agua, y a menudo provoca la formación de un pico central, como se observa en el cráter de la Figura 22.5. La mayor parte del material expulsado (*ejecta*) aterriza cerca del cráter, formando un anillo a su alrededor. El calor generado por los impactos es



▶ **Figura 22.4** Formación de un cráter de impacto. La energía del meteorito que llega con un movimiento muy rápido se transforma en calor y ondas compresivas. El rebote de la roca comprimida hace que los derrubios sean lanzados desde el cráter, y el calor funde algo del material, produciendo perlas de vidrio. El material arrojado desde el cráter de impacto genera pequeños cráteres secundarios. (Tomado de E. M. Shoemaker.)



▲ **Figura 22.5** El cráter lunar Euler de 20 kilómetros de anchura, situado en el suroeste del Mare Imbrium. Se ven con toda claridad los rayos brillantes, el pico central, los cráteres secundarios y el gran cúmulo de fragmentos eyectados cerca del anillo del cráter. (Cortesía de la NASA.)

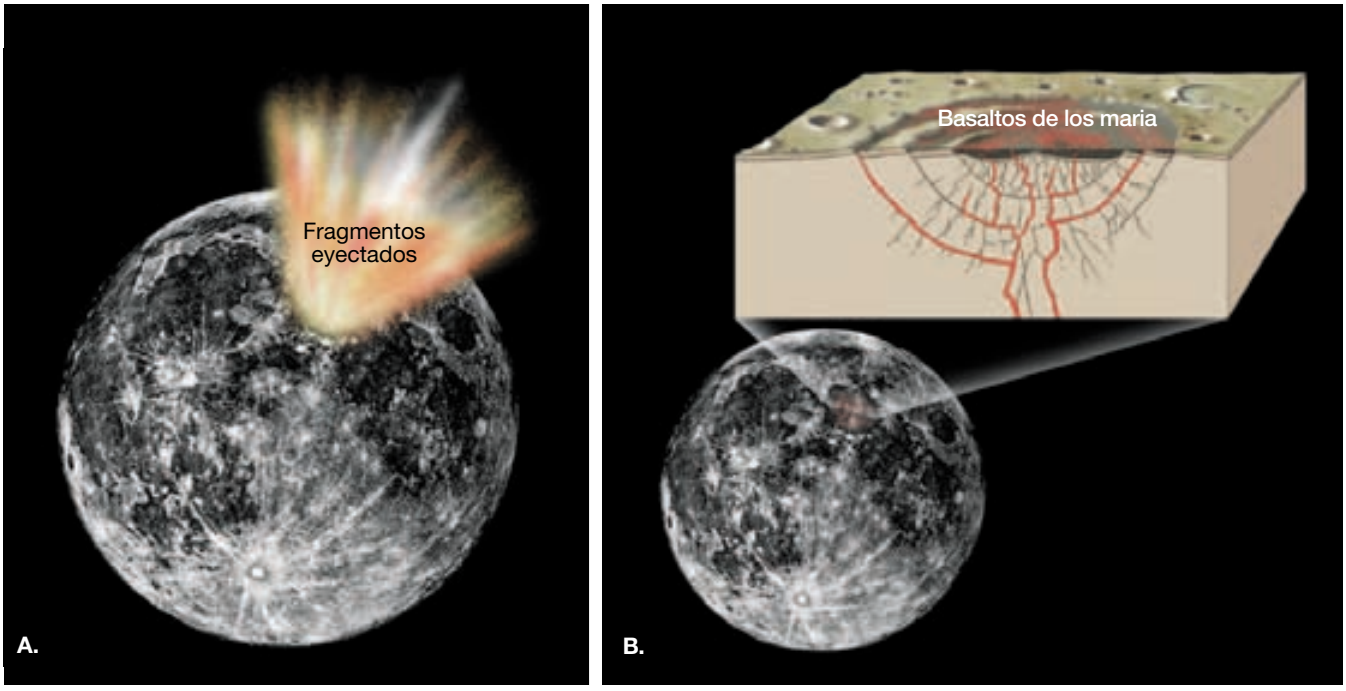
suficientemente alto para fundir algo de la roca impactada. Los astronautas han traído muestras de perlas de vidrio producidas de esta manera, así como de rocas formadas cuando fragmentos angulosos y polvo fueron soldados por el impacto.

Un meteorito de tan sólo 3 metros de diámetro puede abrir un cráter de 150 metros de ancho. Unos pocos de los grandes cráteres, como los cráteres Kepler y Copérnico, se formaron a partir del impacto de cuerpos de 1 kilómetro de diámetro o superiores. Estos dos grandes cráteres, se piensa, son relativamente jóvenes debido a los *rayos* brillantes (marcas de salpicadura), que irradian hacia fuera de ellos centenares de kilómetros.

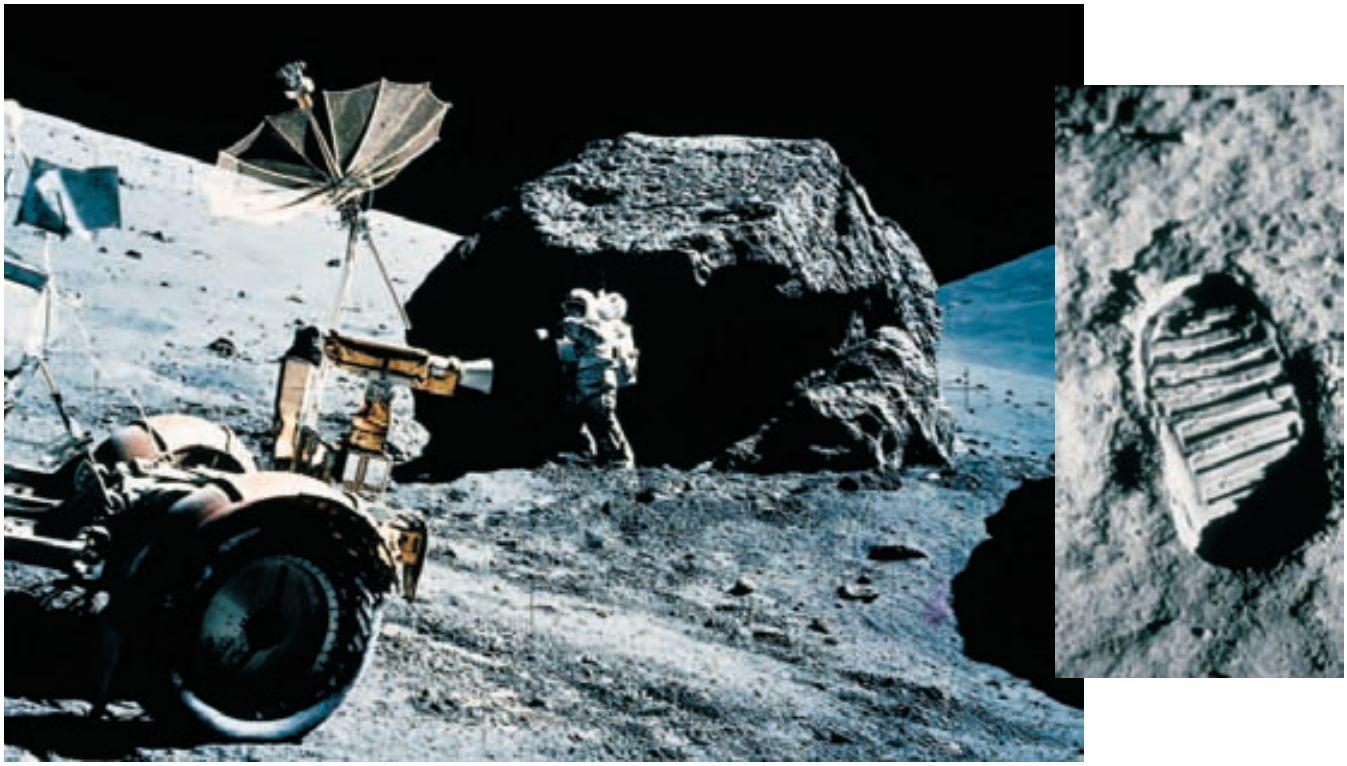
Tierras altas Son áreas topográficamente elevadas con gran densidad de impactos que constituyen la mayor parte de la superficie lunar. De hecho, toda la cara oculta de la Luna se caracteriza por esa topografía. (Sólo los astronautas han visto la cara oculta, porque la Luna gira sobre su eje una vez con cada revolución alrededor de la Tierra, y mantiene siempre la misma cara mirando a la Tierra.) En las tierras altas hay cordilleras. Los picos lunares más altos alcanzan elevaciones que se aproximan a los 8 kilómetros, sólo uno menos que el monte Everest.

Maria Los mares de lavas basálticas se originaron cuando los asteroides bombardearon la superficie lunar, permitiendo que el magma basáltico extruyera hacia el exterior (Figura 22.6). Aparentemente los cráteres se inundaron con una capa tras otra de lava basáltica muy fluida, de manera parecida a lo ocurrido en la *llanura de Columbia* en el noroeste de Estados Unidos. Las coladas de lava tienen a menudo 30 metros de grosor, y el espesor total del material que rellena los maria debe aproximarse a varios centenares de metros.

Regolito Todos los terrenos lunares están cubiertos con una capa de derrubios grises no consolidados procedentes de unos cuantos miles de millones de años de bombardeo meteorítico (Figura 22.7). Esta capa, parecida al suelo, a la que se denomina con propiedad **regolito lunar** (*rhegos* = capa; *lithos* = piedra), está compuesta por rocas



▲ **Figura 22.6** Formación de los maria. **A.** El impacto de una masa del tamaño de un asteroide produjo un enorme cráter de centenares de kilómetros de diámetro y alteró la corteza lunar situada a gran distancia de ese cráter. **B.** Relleno del área del impacto con basaltos fluidos, quizá procedentes de la fusión parcial que se produjo en zonas profundas del manto lunar.



▲ **Figura 22.7** El astronauta Harrison Schmitt recogiendo muestras de la superficie lunar. Obsérvense las huellas (detalle) en el «suelo» lunar. (Cortesía de la NASA.)

ígneas, brechas, perlas de vidrio y fino *polvo lunar*. En los maria que fueron explorados por los astronautas del *Apollo*, el grosor del regolito lunar parece ser sólo un poco mayor de 3 metros.

Historia lunar

Aunque la Luna es nuestro vecino planetario más próximo y los astronautas han obtenido muestras de su superficie, se desconoce todavía mucho sobre su origen. El modelo más ampliamente aceptado del origen de la Luna es que durante el período de formación del Sistema Solar, un cuerpo del tamaño de Marte impactó en la Tierra. El impacto habría licuado la superficie terrestre y expulsado grandes cantidades de rocas de la corteza y el manto desde una Tierra muy joven. Una parte de estos derrubios expulsados habría entrado en órbita alrededor de la Tierra, donde coalescieron y formaron la Luna.

La hipótesis del impacto gigante es coherente con una serie de hechos conocidos sobre la Luna. El material expulsado estaría constituido en su mayor parte por rocas del manto y la corteza pobres en hierro, lo que explicaría la ausencia de un núcleo medible de hierro en la Luna. Además, el material expulsado habría permanecido en órbita el tiempo suficiente como para haber perdido los volátiles (agua) de los que la Luna carece. A pesar de las evidencias que confirman esta teoría, algunas preguntas permanecen sin respuesta.

Sin embargo, los geólogos planetarios han logrado entender los detalles básicos de la historia más reciente de la Luna. Uno de sus métodos consiste en observar las variaciones de densidad de los cráteres (número de cráteres por unidad de superficie). Cuanto mayor es la densidad de cráteres, más antiguo debe ser el rasgo topográfico. A partir de esas evidencias, los científicos concluyeron que la Luna evolucionó en tres fases: la corteza original (tierras altas), las cuencas de los maria y los cráteres con rayos.

Durante su historia primitiva, la Luna recibió impactos continuos a medida que barría hacia sí las partículas del Sistema Solar. Este continuo bombardeo, y quizá la desintegración radiactiva, generaron suficiente calor para fundir la superficie externa de la Luna y, con bastante probabilidad, también el interior. Los restos de esa corteza original ocupan las tierras altas densamente craterizadas, cuya edad se ha calculado en unos 4.500 millones de años, aproximadamente la misma edad que la Tierra.

El segundo acontecimiento importante en la evolución de la Luna fue la formación de las cuencas de los maria (*véase* Figura 22.6). La datación radiométrica de los basaltos de los maria les atribuye una edad comprendida entre 3.200 y 3.800 millones de años, aproximadamente 1.000 millones de años más jóvenes que la corteza inicial. En algunos lugares, las coladas de lava se superponen a las tierras altas, otro testimonio de la menor edad de los depósitos de los maria.

Los últimos rasgos destacados que se formaron fueron los cráteres con rayos, como el cráter Copérnico. El material expulsado de estas jóvenes depresiones se ve claramente revistiendo la superficie de los maria y muchos cráteres más antiguos, que carecen de rayos. Incluso un cráter relativamente joven, como el Copérnico, debe tener una antigüedad de millones de años. Si se hubiera formado sobre la tierra, las fuerzas erosivas lo habrían destruido hace ya mucho tiempo.

Si se dispusiera de fotos de la Luna tomadas hace varios centenares de millones de años, revelarían que la Luna ha cambiado poco desde entonces. Con todos los datos parece que la Luna es un cuerpo tectónicamente muerto que va errante a través del espacio y del tiempo.

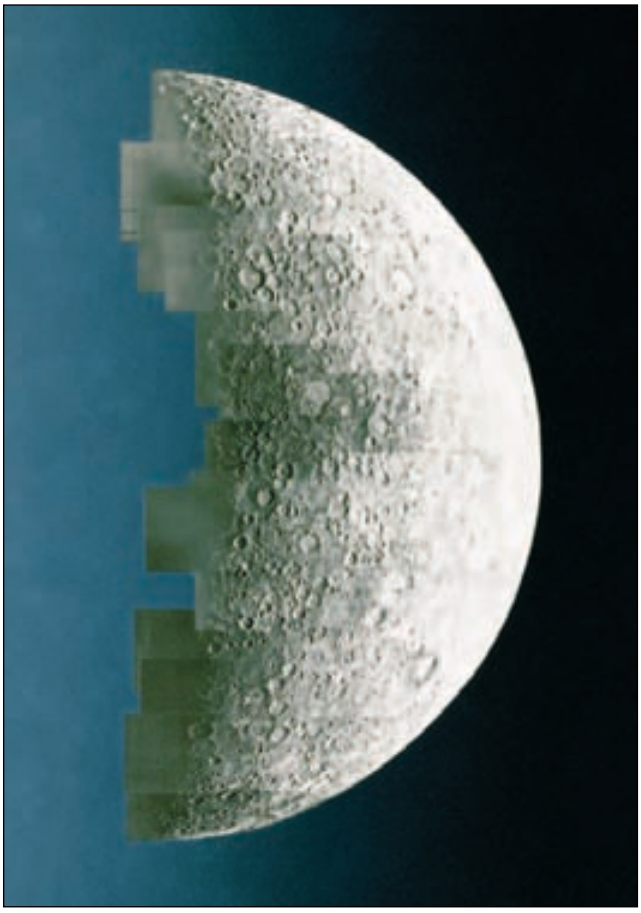
Los planetas: características generales

Mercurio, el planeta más interno

Mercurio, el segundo planeta más pequeño, y el más interno, apenas es algo mayor que la Luna y es más pequeño que otros tres satélites del Sistema Solar. Como la Luna, absorbe la mayor parte de la luz solar que incide sobre él, reflejando sólo el 6 por ciento al espacio (Figura 22.8). Esto es característico de los cuerpos terrestres que no tienen atmósfera. (La Tierra refleja alrededor del 30 por ciento de la luz que incide sobre ella, la mayor parte desde las nubes.)

Mercurio tiene tierras altas con cráteres, muy parecidas a las de la Luna, y enormes terrenos lisos que recuerdan a los maria. Sin embargo, a diferencia de la Luna, Mercurio es un planeta muy denso, lo que significa que contiene un núcleo de hierro muy grande para su tamaño. Además, tiene largos escarpes que atraviesan las planicies y los cráteres por igual. Estos acantilados pueden haberse producido por acortamiento de la corteza a medida que el planeta se enfrió y se encogió.

Mercurio se mueve rápidamente en su órbita, pero rota lentamente. Un ciclo día-noche completo en la Tierra tarda 24 horas, pero en Mercurio necesita 179 días terrestres. Por tanto, una noche en Mercurio dura alrededor de 3 meses y va seguida de 3 meses de luz diurna. Las temperaturas nocturnas descienden hasta −173 °C y las del mediodía superan los 427 °C, lo suficientemente calientes como para fundir el plomo y el estaño. Las probabilidades de vida en Mercurio con estas características son nulas.



▲ **Figura 22.8** Fotomosaico de Mercurio. Esta visión de Mercurio es notablemente similar a la «cara oculta» de la Luna. (Cortesía de la NASA.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Tienen planetas algunas estrellas cercanas?

Sí. Aunque se sospechaba desde hacía tiempo, hasta hace poco no se verificó la existencia de planetas extrasolares. Los astrónomos han descubierto estos cuerpos midiendo las oscilaciones de las estrellas cercanas. El primer supuesto planeta fuera del Sistema Solar se descubrió en 1995, orbitando la estrella 51 Pegasi, a 42 años luz de la Tierra. Desde entonces, se han identificado más de dos docenas de cuerpos del tamaño de Júpiter, la mayoría de ellos sorprendentemente cerca de las estrellas que orbitan.

Venus, el planeta velado

Venus, secundado en brillo sólo por la Luna en el cielo nocturno, es famoso por la diosa del amor y la belleza. Orbita el Sol en un círculo casi perfecto una vez cada 255 días terrestres. Es similar a la Tierra en tamaño, densidad, masa y localización en el Sistema Solar. Por tanto, se le ha denominado el «gemelo de la Tierra». Debido a sus semejanzas, se esperaba que un estudio detallado de Venus proporcionara a los geólogos una mejor comprensión de la historia evolutiva de la Tierra.

Venus está envuelto en gruesas nubes impenetrables a la luz visible. No obstante, la cartografía por radar realizada desde la nave espacial *Magellan* e instrumentos terrestres ha revelado una topografía variada con rasgos que se encuentran a medio camino entre los en la Tierra y los de Marte (Figura 22.9). Dicho de manera sencilla, se envían a la superficie de Venus pulsos de radar en la longitud de onda de microondas y se miden las alturas de las llanuras y las montañas cronometrando la vuelta del eco del radar. Estos datos han confirmado que el vulcanismo basáltico y las deformaciones tectónicas son los procesos dominantes que actúan sobre Venus. Además, debido a la baja densidad en cráteres de impacto, el vulcanismo y la deformación tectónica deben haber sido muy activos durante el pasado geológico reciente.

Alrededor del 80 por ciento de la superficie de Venus son llanuras hundidas cubiertas por un manto de coladas volcánicas. Algunos canales de lava se extienden centenares de kilómetros; uno serpentea el planeta a lo largo



▲ **Figura 22.9** Esta vista global de la superficie de Venus se ha generado por computador a partir de la cartografía realizada durante dos años por el radar del proyecto Magellan. Las estructuras brillantes y retorcidas que cruzan el planeta son montañas y cañones muy fracturados de las tierras altas orientales de la región de Afrodita. (Cortesía de la NASA/JPL.)

de 6.800 kilómetros. Se han identificado miles de estructuras volcánicas, la mayoría de ellas pequeños volcanes en escudo, aunque se han cartografiado más de 1.500 volcanes mayores de 20 kilómetros. Uno es el Sapas Mons, de 400 kilómetros de diámetro y 1,5 kilómetros de altura. Muchas coladas de este volcán fueron emitidas desde sus flancos, más que desde su cima, de la misma manera que los volcanes en escudo hawaiianos.

Sólo el 8 por ciento de la superficie venusiana son tierras altas que pueden recordar las áreas continentales de la Tierra. La actividad tectónica sobre Venus parece estar impulsada por el ascenso y el descenso de material hacia el interior del planeta. Aunque todavía opera en Venus la convección del manto, los procesos de la tectónica de placas, que reciclan la litosfera rígida, no parecen haber contribuido a la topografía venusiana actual.

Antes de la llegada de los vehículos espaciales, Venus se consideró un lugar potencialmente hospitalario para los organismos vivos. Sin embargo, las pruebas procedentes de las sondas espaciales indican lo contrario. La superficie de Venus alcanza temperaturas de 475 °C y su atmósfera contiene un 97 por ciento de dióxido de carbono. Sólo se han detectado cantidades ínfimas de vapor de agua y de nitrógeno. La atmósfera venusiana contiene una cubierta de nubes opacas de unos 25 kilómetros de grosor, y tiene una presión atmosférica 90 veces la existente sobre la superficie de la Tierra. Este ambiente hostil hace improbable que la vida tal y como la conocemos exista en Venus.

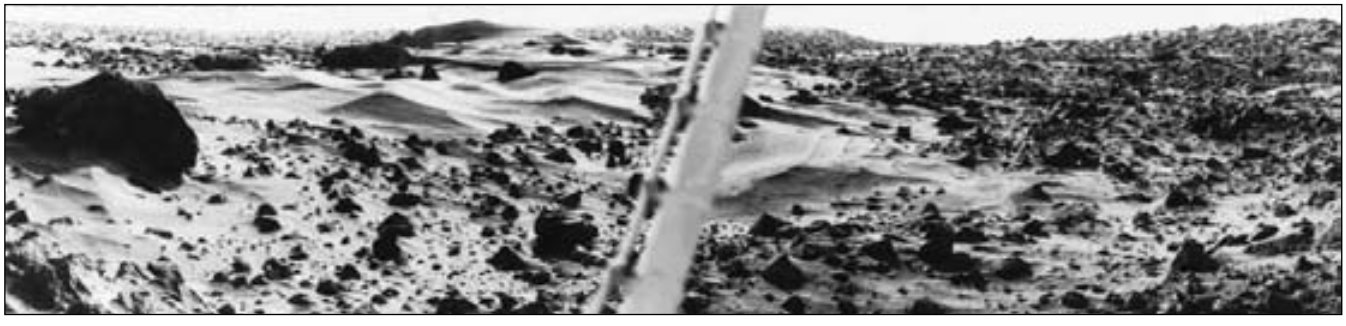
Marte, el planeta rojo

Marte ha despertado mayor interés que cualquier otro planeta entre científicos y no científicos (*véase* Recuadro 22.1). Cuando imaginamos vida inteligente en otros mundos, los marcianitos verdes aparecen en nuestra imaginación. El interés por Marte se debe fundamentalmente a la accesibilidad del planeta a la observación. Todos los demás planetas que están al alcance del telescopio tienen ocultas sus superficies por nubes, excepto Mercurio, cuya proximidad al Sol hace difícil su observación. A través del telescopio, Marte aparece como un balón rojo interrumpido por algunas regiones negras cuya intensidad cambia durante el año marciano. Las características telescópicas más notables de Marte son sus casquetes polares de color blanco brillante, que se parecen a los de la Tierra.

Atmósfera marciana La atmósfera marciana tiene una densidad que es sólo un 1 por ciento la terrestre y está compuesta fundamentalmente por dióxido de carbono con diminutas cantidades de vapor de agua. Los datos procedentes de las sondas marcianas confirman que los casquetes polares de Marte están compuestos de agua helada, cubiertos por una fina capa de dióxido de carbono congelado. A medida que el invierno se aproxima a cada hemisferio, vemos el crecimiento del casquete polar de ese hemisferio en dirección al ecuador conforme las temperaturas descienden hasta −125 °C y se deposita más dióxido de carbono.

Aunque la atmósfera de Marte es muy tenue, se producen grandes tormentas de polvo, que pueden ser responsables de los cambios de color observados desde los telescopios terrestres. Los vientos de fuerza huracanada, de hasta 270 kilómetros por hora, pueden persistir durante semanas. Las imágenes tomadas por el *Viking 1* y el *Viking 2* revelaron un paisaje marciano notablemente similar a un desierto rocoso de la Tierra (Figura 22.10), con abundantes dunas de arena y cráteres de impacto parcialmente rellenos de polvo.

Espectacular superficie marciana El *Mariner 9*, el primer satélite artificial que giró en órbita alrededor de otro planeta, llegó a Marte en 1971 entre una tormenta de polvo.



▲ **Figura 22.10** Esta imagen del paisaje marciano tomada por el *Viking 1*, en su punto de aterrizaje, muestra un campo de dunas con características notablemente similares a las visibles en los desiertos de la Tierra. Las crestas de las dunas parecen indicar que recientes tormentas de viento movieron la arena de las dunas desde abajo a la derecha hasta arriba a la izquierda. El gran bloque de la izquierda se encuentra a unos 10 metros de la nave espacial y mide 3 metros. (Cortesía de la NASA.)



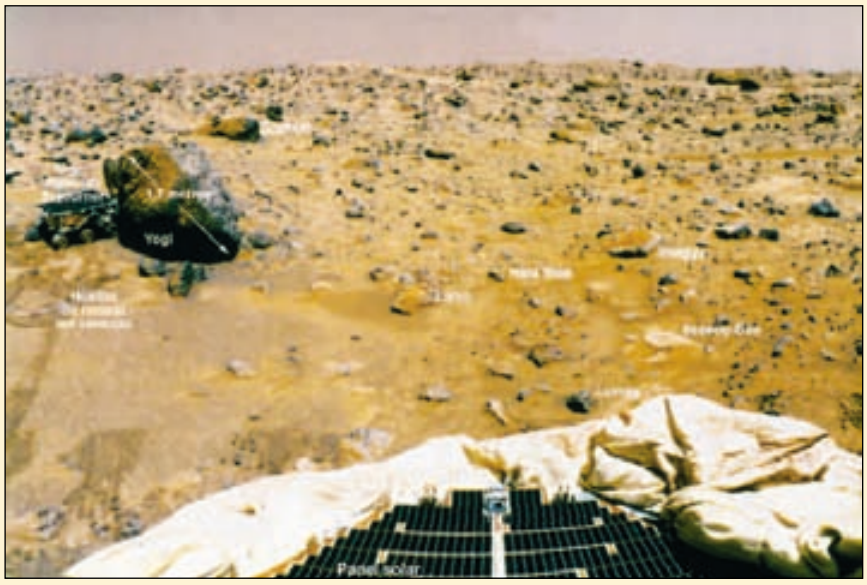
Recuadro 22.1 ▶ Entender la Tierra

Pathfinder: el primer geólogo en Marte

El 4 de julio de 1997, la sonda espacial *Mars Pathfinder* aterrizó en la superficie cubierta de rocas de Marte y desplegó el vehículo con ruedas, *Sojourner*. Durante los tres meses siguientes, la plataforma envió a la Tierra tres gigabits de datos, entre los cuales había 16.000 imágenes y 20 análisis químicos. El punto de aterrizaje era un vasto paisaje ondulado esculpido por antiguas inundaciones. Se escogió este lugar con depósitos de inundaciones con la esperanza de que hubiera una serie de tipos de roca que el vehículo *Sojourner* pudiera examinar.

El *Sojourner* transportó un espectrómetro de rayos X, partículas alfa y fotones (APXS) empleado para determinar la composición de las rocas y el «suelo» marciano (regolito) en el lugar de aterrizaje (Figura 22.A). Además, el vehículo era capaz de tomar imágenes de cerca de las rocas. A partir de estas imágenes, los investigadores concluyeron que las rocas eran ígneas. Sin embargo, primero se creyó que un objeto duro, blanco y plano llamado Scooby Doo era una roca sedimentaria, pero los datos del APXS sugieren que su composición química es como la del suelo de la zona. Por tanto, Scooby Doo es probablemente un suelo bien cementado.

Durante su primera semana en Marte, el APXS del *Sojourner* obtuvo datos de una parcela de suelo eólico y una roca de tamaño medio, conocida afectuosamente como Barnacle Bill. Una evaluación preliminar de los datos que tenía el APXS sobre el Barnacle Bill demuestra que contiene más del 60 por ciento de sílice. Si se confirman estos datos, eso podría indicar que Marte contiene la roca volcánica andesita. Los investigadores esperaban que la mayoría de las rocas volcánicas de Marte fuera basaltos, que tiene un contenido menor de sílice (menos del 50 por ciento). En la Tierra, las andesitas se asocian con regiones tectónicamente activas en las que la corteza oceánica subduce hacia el manto. Son ejemplos los volcanes de los Andes en Suramérica y de la cordillera Cascade, en Norteamérica.



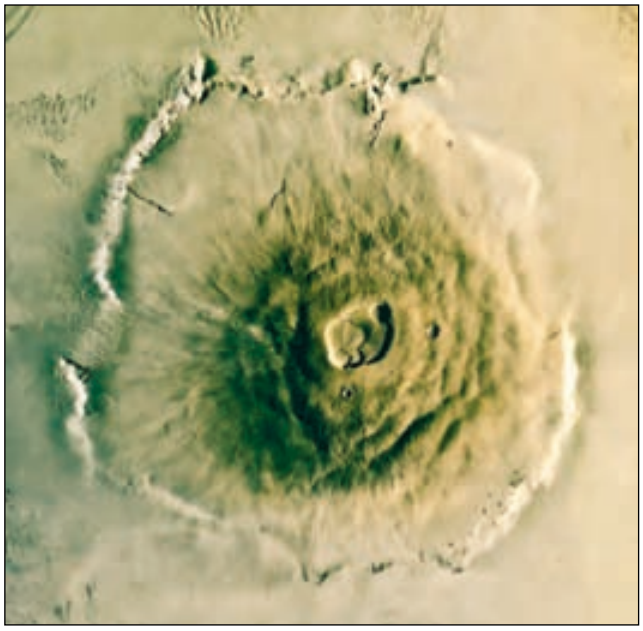
▲ **Figura 22.A** El vehículo del *Pathfinder,* el *Sojourner* (izquierda), obteniendo datos sobre la composición química de una roca marciana conocida como Yogi. (Foto cortesía de la NASA.)

El *Sojourner* analizó ocho rocas y siete suelos. Hasta ahora, los resultados son sólo preliminares. Dado que estas rocas están cubiertas por un polvo rojizo con un alto contenido de azufre, surgió alguna polémica sobre la composición exacta de estas rocas marcianas. Algunos investigadores creen que todas tienen la misma composición. Las diferencias en las mediciones, afirman, son consecuencia del grosor variable del polvo.

Cuando el polvo aclaró, las imágenes del hemisferio septentrional marciano revelaron numerosos grandes volcanes. El mayor, el monte Olimpo, es del tamaño de Ohio y tiene 23 kilómetros de altura, más de 2,5 veces la altura del monte Everest. Este y otros volcanes gigantes recuerdan a los volcanes de escudo hawaiianos que hay sobre la Tierra (Figura 22.11).

La mayor parte de las características superficiales marcianas son antiguas, si se miden en comparación con la Tierra. El hemisferio meridional marciano, muy craterizado, es probablemente similar en edad a las tierras altas lunares (de 3.500 a 4.500 millones de años de antigüedad). Incluso las características volcánicas de aspecto relativamente reciente del hemisferio norte pueden tener más de 1.000 millones de años. Este hecho y la ausencia de registros sísmicos por los sismógrafos del *Viking* indican un planeta tectónicamente muerto.

Otro hallazgo sorprendente realizado por el *Mariner 9* fue la existencia de diversos cañones que dejan pequeño incluso al Gran Cañón del río Colorado de la Tierra. Uno de los mayores, el Valles Marineris, se piensa que se ha formado por hundimiento de la corteza a lo largo

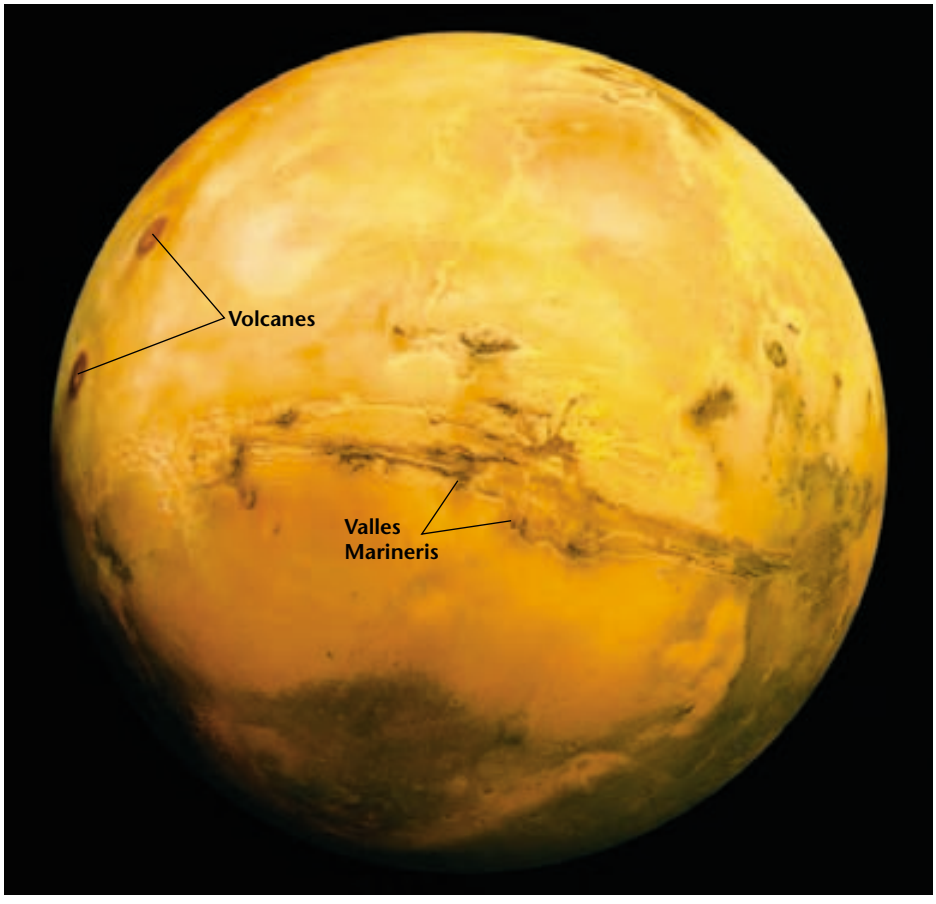


▲ **Figura 22.11** Imagen del monte Olimpo, un volcán en escudo inactivo de Marte que abarca un área cuyo tamaño es aproximadamente el del estado de Ohio. (Cortesía del U. S. Geological Survey.)

de inmensas fallas. A este respecto, sería comparable con los valles de rift africanos (Figura 22.12).

¿Agua en Marte? No todos los valles marcianos tienen un origen tectónico. Algunas zonas exhiben modelos de drenaje similares a los creados por las corrientes en la Tierra. Además, las imágenes del satélite orbital *Viking* han revelado islas antiguas inconfundibles en lo que ahora es un lecho de corriente seco. Cuando se descubrieron por primera vez estos canales de corrientes, algunos observadores especularon con la posibilidad de que en alguna ocasión hubiera existido sobre Marte una gruesa atmósfera cargada de agua capaz de generar chaparrones torrenciales. Si fuera así, ¿qué ocurrió con esta agua? La atmósfera marciana actual contiene sólo vestigios de ella.

Muchos geólogos planetarios no aceptan la premisa de que Marte haya tenido en alguna ocasión un ciclo de agua activo similar al de la Tierra. Antes bien, creen que muchos de los grandes valles de corrientes se crearon por el hundimiento del material superficial causado por la fusión lenta del hielo superficial. Si esto hubiera sido así, esos grandes valles serían más parecidos a las estructuras terrestres formadas por procesos gravitacionales.



◀ **Figura 22.12** Esta imagen muestra el sistema completo de cañones del Valles Marineris, de más de 5.000 kilómetros de longitud y hasta 8 kilómetros de profundidad. Los puntos de color rojo oscuro del borde izquierdo de la imagen son enormes volcanes, que miden cada uno alrededor de 25 kilómetros. (Cortesía del U. S. Geological Survey.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Por qué los volcanes de la Tierra son mucho más pequeños que los de Marte?

Los mayores volcanes en escudo se forman donde las plumas de roca caliente ascienden desde la profundidad del interior de un planeta. La Tierra es tectónicamente activa, con placas en movimiento que mantienen la corteza en constante movimiento. Por ejemplo, las islas Hawaii están compuestas por una cadena de volcanes en escudo que se formaron cuando la placa Pacífica se desplazó por encima de una pluma del manto relativamente estacionaria. En Marte, los volcanes como el monte Olimpo han crecido hasta alcanzar un gran tamaño porque allí la corteza permanece estacionaria. Las erupciones sucesivas ocurren en el mismo lugar y se añaden a la masa de un único volcán en lugar de producir varias estructuras más pequeñas, como sucede en la Tierra.

Las imágenes del *Mars Global Surveyor* indican que las aguas subterráneas han migrado recientemente hacia la superficie. Las filtraciones en forma de manantial han creado canales donde emergen de los muros de los valles y los cráteres. Algo del agua que brotó podía estar congelada al principio debido a las temperaturas marcianas medias que oscilan entre −70 °C y −100 °C. Sin embargo, acabó emergiendo en forma de una mezcla de sedimentos, hielo y líquido que formó los canales. Puesto que el agua es un ingrediente esencial para la vida, los astrobiólogos están intrigados y entusiasmados por la posibilidad de comprender este fenómeno en el futuro.

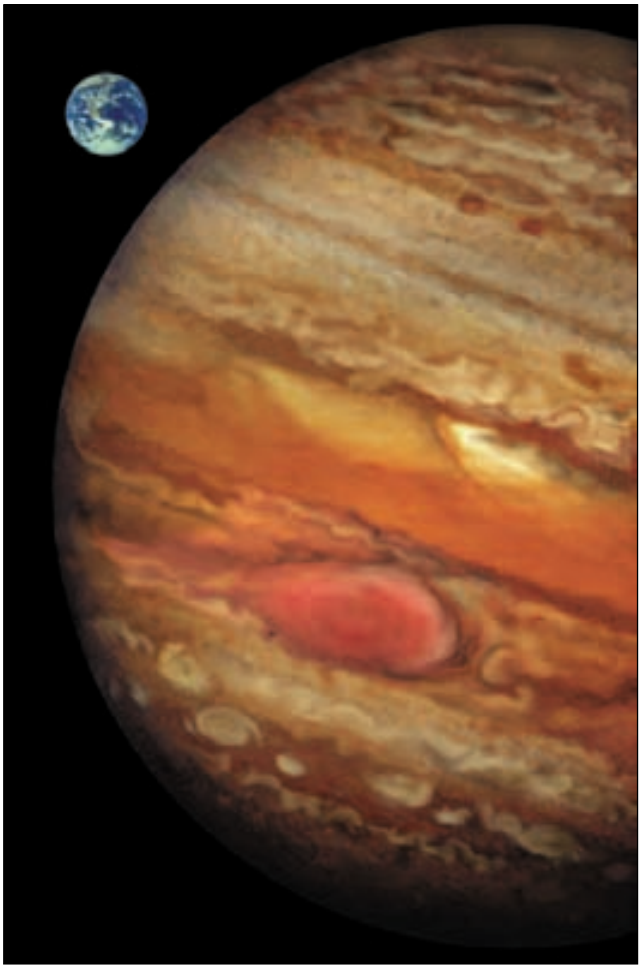
Satélites marcianos Los diminutos Phobos y Deimos, los dos satélites marcianos, no se descubrieron hasta 1977, porque tienen sólo 24 y 15 kilómetros de diámetro, respectivamente. Phobos está más próximo a su planeta que cualquier otro satélite natural del Sistema Solar (sólo a 5.500 kilómetros) y necesita tan sólo 7 horas y 39 minutos para completar una revolución. El *Mariner 9* reveló que los dos satélites tienen formas irregulares y numerosos cráteres de impacto.

Es probable que esas lunas sean asteroides capturados por Marte. Una coincidencia de lo más interesante entre astronomía y literatura es la estrecha semejanza entre Phobos y Deimos y dos satélites marcianos de ficción descritos por Jonathan Swift en los *Viajes de Gulliver*, que se escribió aproximadamente 150 años antes de que se descubrieran esos satélites.

Júpiter, el señor del cielo

Júpiter, un verdadero gigante entre los planetas, tiene una masa 2,5 veces mayor que la masa combinada de todos los demás planetas, satélites y asteroides. De hecho, si hubiera sido unas 10 veces mayor, Júpiter habría evolucionado hasta convertirse en una pequeña estrella. Pese a su gran tamaño, su masa es tan sólo 1/800 la del Sol. Júpiter gira también más deprisa que cualquier otro planeta, completando una rotación en algo menos de 10 horas terrestres. El efecto de este rápido giro es el ensanchamiento de la región ecuatorial y el aplanamiento de la región polar (*véase* la columna «Aplanamiento polar» de la Tabla 22.1).

Cuando se mira a través de un telescopio o unos binoculares, Júpiter parece estar cubierto por franjas alternas de nubes de múltiples colores alineadas en paralelo con su plano ecuatorial (Figura 22.13). La característica más notable es la *Gran Mancha Roja* del hemisferio sur (Figura 22.13). Este punto ha sido una característica destacada desde que se descubrió hace más de tres siglos. Cuando el *Voyager 2* pasó por Júpiter en 1979, era del tamaño



▲ **Figura 22.13** Visión artística de Júpiter con la Gran Mancha Roja visible en su hemisferio sur. Imagen de la Tierra para escala.

de dos círculos como la Tierra colocados uno al lado del otro. En ocasiones se ha hecho incluso mayor.

Las imágenes del *Pioner 11*, cuando pasó a 42.000 kilómetros de la capa superior de nubes de Júpiter en 1974, indicaron que la Gran Mancha Roja es una tormenta que gira en el sentido contrario al de las agujas del reloj (ciclónica). Está atrapada entre dos corrientes atmosféricas del tipo de las corrientes en chorro que fluyen en direcciones opuestas. Esta enorme tormenta huracanada gira una vez cada 12 días terrestres. Aunque se han observado diversas tormentas más pequeñas en otras regiones de la atmósfera de Júpiter, ninguna de ellas ha sobrevivido durante más de unos pocos días.

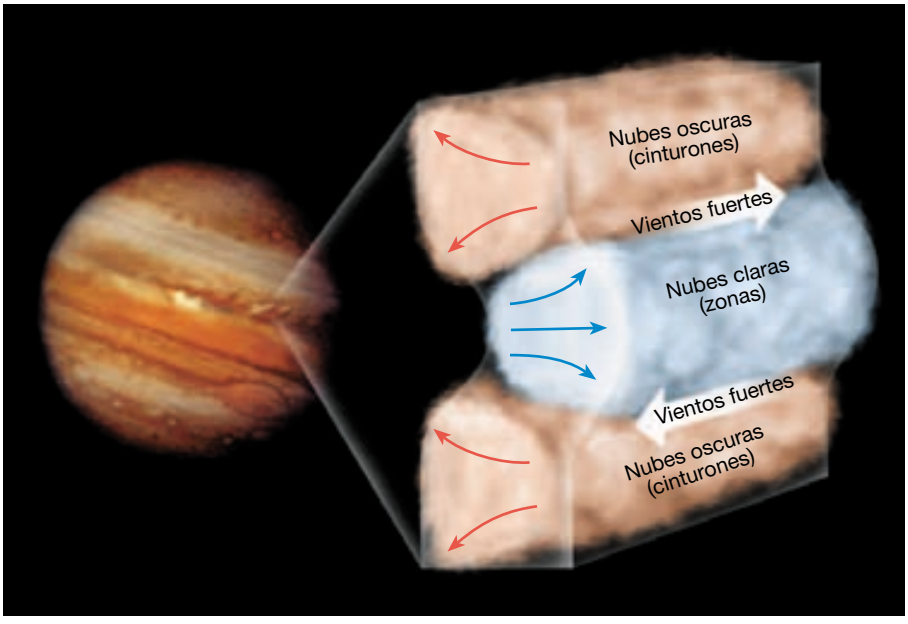
Estructura de Júpiter La atmósfera de hidrógeno-helio de Júpiter tiene también metano, amoniaco, agua y compuestos de azufre como constituyentes menores. Los sistemas de vientos generan las bandas de color claro y oscuro que rodean a este planeta gigante (Figura 22.14). A diferencia de los vientos terrestres, que son impulsados por la energía solar, el propio Júpiter desprende casi el doble de calor que el que recibe del Sol. Por tanto, es el calor *interior* de Júpiter el que produce enormes corrientes de convección en la atmósfera.

La presión atmosférica en la parte superior de las nubes es igual a la presión terrestre al nivel del mar. Dada la inmensa gravedad de Júpiter, la presión aumenta rápidamente hacia su superficie. A 1.000 kilómetros por debajo de las nubes, la presión es lo suficientemente grande como para comprimir el hidrógeno en un líquido. Por consiguiente, se piensa que la superficie de Júpiter es un océano gigante de hidrógeno líquido. A menos de la mitad de camino hacia el interior de Júpiter, presiones extremas hacen que el hidrógeno líquido se convierta en hidrógeno *metálico líquido*. Se cree también que Júpiter contiene tanto material rocoso y metálico como se encuentra en los planetas terrestres, probablemente en un núcleo central.

Lunas de Júpiter El sistema de satélites de Júpiter, que consta de 28 lunas descubiertas hasta ahora, se parece a un sistema solar en miniatura. Los cuatro satélites mayores, descubiertos por Galileo, viajan en órbitas casi circulares alrededor de Júpiter con períodos que oscilan entre 2 y 17 días terrestres. Los dos satélites galileanos mayores, Calisto y Ganímedes, sobrepasan el tamaño de Mercurio, mientras que los dos más pequeños, Europa e Io, tienen aproximadamente el tamaño de la Luna terrestre. Esas lunas galileanas pueden observarse con binoculares o con un telescopio pequeño y son interesantes por sí solas.

Por el contrario, los cuatro satélites más externos de Júpiter son muy pequeños (20 kilómetros de diámetro), giran en órbitas con direcciones opuestas (*movimiento retrógrado*) a las de las lunas más grandes y tienen órbitas muy inclinadas con respecto al ecuador joviano. Esos satélites parecen ser asteroides que pasaron lo suficientemente cerca como para ser capturados gravitacionalmente por Júpiter.

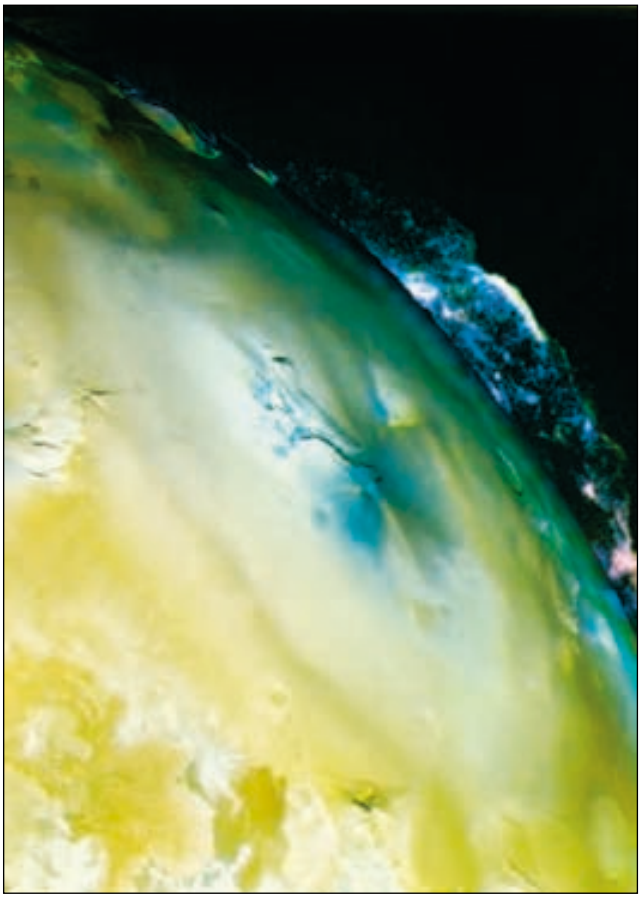
Las imágenes de los *Voyagers 1* y *2* revelaron en 1979, para la sorpresa de casi todos, que cada uno de los cuatro satélites galileanos es un mundo geológico único. La más interna de las lunas galileanas, Io, es uno de los tres cuerpos volcánicamente activos descubiertos en nuestro Sistema Solar, junto con la Tierra y la luna de Neptuno,



◀ **Figura 22.14** Estructura de la atmósfera de Júpiter. Las áreas de nubes claras (zonas) son regiones donde los gases están ascendiendo y enfriándose. El hundimiento domina el flujo en las capas de nubes más oscuras (cinturones). Esta circulación convectiva, junto con la rotación rápida del planeta, genera los vientos de gran velocidad observados entre los cinturones y las zonas.

Tritón. Hasta la fecha, se han descubierto numerosos centros volcánicos sulfurosos activos. Se han visto elevarse de la superficie de Io plumas en forma de paraguas hasta alturas próximas a los 200 kilómetros (Figura 22.15). Se cree que la fuente de calor que impulsa la actividad volcánica de Io es la energía mareal generada por una incansable «interacción» entre Júpiter y los otros satélites galileanos. Dado que Io está unido gravitacionalmente a Júpiter, siempre mira del mismo lado al planeta gigante, como la Luna terrestre. La fuerza gravitacional de Júpiter y de los otros satélites cercanos tira y empuja del abombamiento mareal de Io a medida que su órbita, ligeramente excéntrica, lo acerca y lo aleja alternativamente de Júpiter. Esta flexión gravitacional de Io se transforma en calor (similar a cuando se dobla hacia delante y hacia atrás un clip) y provoca las espectaculares erupciones volcánicas sulfurosas de Io.

Uno de los descubrimientos más inesperados realizado por el *Voyager 1* es el fino sistema de anillos de Júpiter. Analizando cómo estos anillos dispersan la luz, los investigadores concluyeron que los anillos están compuestos por pequeñas partículas oscuras, de un tamaño similar a las partículas de humo. Además, la naturaleza débil de los anillos indica que estos fragmentos microscópicos están muy dispersos. Se cree que las partículas son fragmentos eyectados por impactos de meteorito de las superficies de Metis y Adrastea, dos pequeñas lunas de Júpiter.



▲ **Figura 22.15** Una erupción volcánica en Io. Esta pluma de gases volcánicos y fragmentos se eleva a 100 kilómetros por encima de la superficie de Io. (Cortesía de la NASA.)

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Además de la Tierra, ¿hay algún otro cuerpo del Sistema Solar que tenga agua líquida?

Se considera que los planetas más cercanos al Sol que la Tierra son demasiado cálidos como para contener agua líquida, y los que se encuentran más lejos del Sol son, en general, demasiado fríos como para tener agua en estado líquido (aunque algunas estructuras en Marte sugieren que pudo haber agua líquida abundante en algún momento de su historia). No obstante, las mejores perspectivas de encontrar agua líquida en nuestro Sistema Solar se encuentran debajo de las superficies de hielo de algunas lunas de Júpiter. Por ejemplo, se sospecha que Europa tiene un océano de agua líquida escondido debajo de su cubierta exterior de hielo. Las imágenes detalladas enviadas a la Tierra desde la nave espacial *Galileo* han revelado que la superficie de hielo de Europa es bastante joven y exhibe grietas aparentemente llenas de líquido oscuro desde debajo. Esto sugiere que bajo este caparazón de hielo, Europa debe de tener un interior móvil y cálido, y quizá un océano. Dado que la existencia de agua en estado líquido es necesaria para la vida tal como la conocemos, ha habido mucho interés en enviar un satélite a Europa (y más tarde una plataforma capaz de lanzar un submarino robótico) para determinar si tiene también vida marítima.

Saturno, el planeta elegante

Saturno, que necesita 29,46 años terrestres para completar una revolución, está a una distancia del Sol casi el doble que Júpiter; sin embargo, su atmósfera, composición y estructura interna parecen ser notablemente similares a las de Júpiter. La característica más destacada de Saturno es su sistema de anillos (Figura 22.16), descubiertos por Galileo en 1610. Debido a la baja resolución de su telescopio primitivo, los anillos parecían dos cuerpos pequeños adyacentes al planeta. Su naturaleza anular la descubrió 50 años más tarde el astrónomo holandés Christian Huygens.

Aproximación a Saturno En 1980 y 1981, las misiones de los vehículos espaciales impulsados por energía nuclear

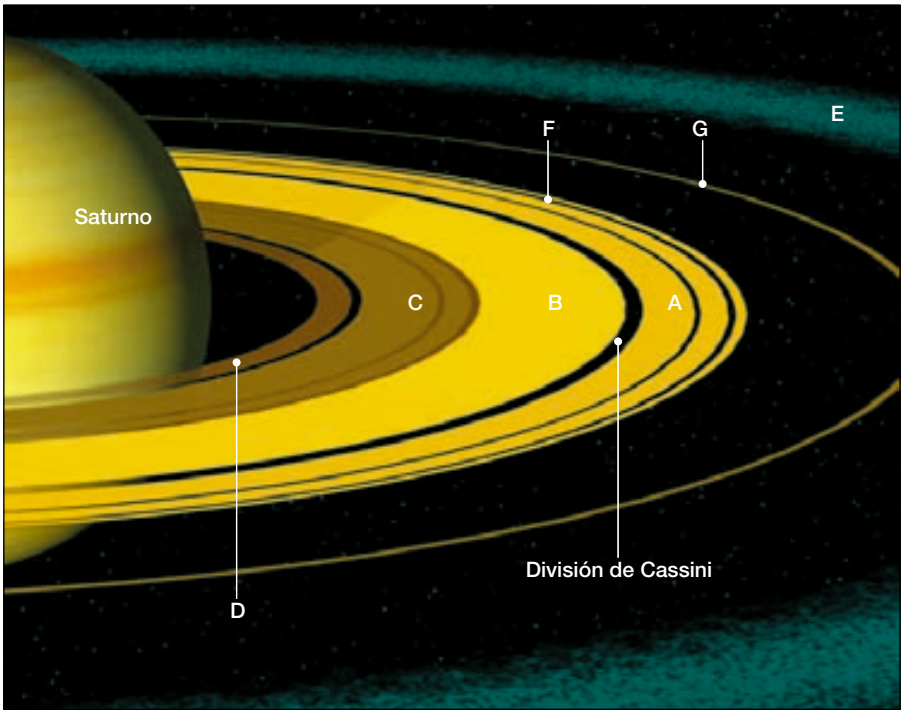


Figura 22.16 Una visión del extraordinario sistema de anillos de Saturno.

Voyager 1 y *2* se acercaron a 100.000 kilómetros de Saturno. Se obtuvo más información en unos pocos días de la que se había adquirido desde que Galileo miró por primera vez con el telescopio este elegante planeta.

1. La atmósfera de Saturno es muy dinámica, con vientos que alcanzan los 1.500 kilómetros a la hora.
2. En la atmósfera de Saturno se producen grandes «tormentas» ciclónicas similares a la Gran Mancha Roja de Júpiter, aunque más pequeñas.
3. Se descubrieron otras once lunas.
4. Se observó que los anillos de Saturno son más complejos de lo esperado.

Más recientemente las observaciones de los telescopios terrestres y el *telescopio espacial Hubble* han ampliado nuestros conocimientos sobre el sistema anular de Saturno. En 1995 y 1996, cuando las posiciones de la Tierra y de Saturno permitieron ver los anillos de perfil, reduciendo así el resplandor de los anillos principales, se hicieron visibles los anillos más débiles y los satélites de Saturno.

Sistemas anulares planetarios Hasta el descubrimiento reciente de que Júpiter, Urano y Neptuno tienen también sistemas de anillos, se pensaba que este fenómeno era exclusivo de Saturno. Aunque los cuatro sistemas anulares conocidos difieren en los detalles, comparten muchos atributos. Todos están formados por múltiples anillos concéntricos separados por espacios vacíos de varias anchuras. Además, cada anillo está compuesto por partículas individuales («satélites pequeños» de hielo y roca) que giran en torno al planeta y a la vez impactan con regularidad unos contra otros.

La mayoría de anillos se sitúa en una de dos categorías en función de la densidad de las partículas. Los principales anillos de Saturno (denominados A y B en la Figura 22.16) y los anillos brillantes de Urano están muy compactados y contienen «pequeñas lunas» cuyo tamaño oscila entre unos pocos centímetros (tamaño de un guijarro) y varios metros (tamaño de una casa). Se cree que estas partículas chocan con frecuencia cuando orbitan su planeta. A pesar del hecho de que los anillos densos de Saturno se extienden a lo largo de varios centenares de kilómetros, son muy delgados, y quizá miden menos de 100 metros desde la parte superior hasta la inferior.

En el otro extremo, los anillos más débiles, como el sistema anular de Júpiter y los anillos externos de Saturno (designados como E en la Figura 22.16), están compuestos por partículas muy finas (tamaño del humo) muy dispersas. Además de tener densidades muy bajas de partículas, estos anillos tienden a ser más gruesos que los anillos brillantes de Saturno.

En estudios recientes se ha demostrado que las lunas que coexisten con los anillos representan un papel importante en la determinación de su estructura. En especial,

la influencia gravitacional de estas lunas tiende a guiar las partículas de los anillos alterando sus órbitas. Los anillos estrechos parecen obra de los satélites situados a ambos lados que limitan el anillo haciendo retroceder las partículas que intentan escapar.

Aún más importante, se cree que las partículas de los anillos son derrubios expulsados de estas lunas. De acuerdo con esta opinión, el material se recicla de manera continua entre los anillos y las lunas anulares. Las lunas barren partículas de manera gradual; éstas últimas son expulsadas posteriormente por colisiones con grandes fragmentos de material anular, o quizá por colisiones energéticas con otras lunas. Así, parece que los anillos planetarios no son las estructuras atemporales que habíamos creído; antes bien, se reinventan de manera continua.

El origen de los sistemas de anillos planetarios es todavía objeto de debate. ¿Se formaron los anillos a partir de una nube aplanada de polvo y gases que rodeaba el planeta? En este escenario, los anillos se formaron simultáneamente y del mismo material que los planetas y las lunas. ¿O bien los anillos se formaron después, cuando una luna o un asteroide grande se rompió gravitacionalmente tras pasar demasiado cerca de un planeta? Aún otra hipótesis sugiere que un cuerpo extraño desintegró una de las lunas del planeta. Los fragmentos procedentes de este impacto tenderían a empujarse unos a otros y formarían un anillo plano y delgado. Los investigadores esperan que se haga más luz sobre el origen de los anillos planetarios a principios de julio de 2004, cuando la nave espacial *Cassini* empiece una exploración de Saturno que durará cuatro años.

Lunas de Saturno El sistema de satélites de Saturno consta de 30 cuerpos (Figura 22.17). (Si contamos las «pequeñas lunas» comprendidas en los anillos de Saturno, este planeta tiene millones de satélites.) El mayor, Titán, es más grande que Mercurio y es el segundo satélite mayor del Sistema Solar (después de Ganímedes, de Júpiter). Titán y Tritón, de Neptuno, son los únicos satélites del



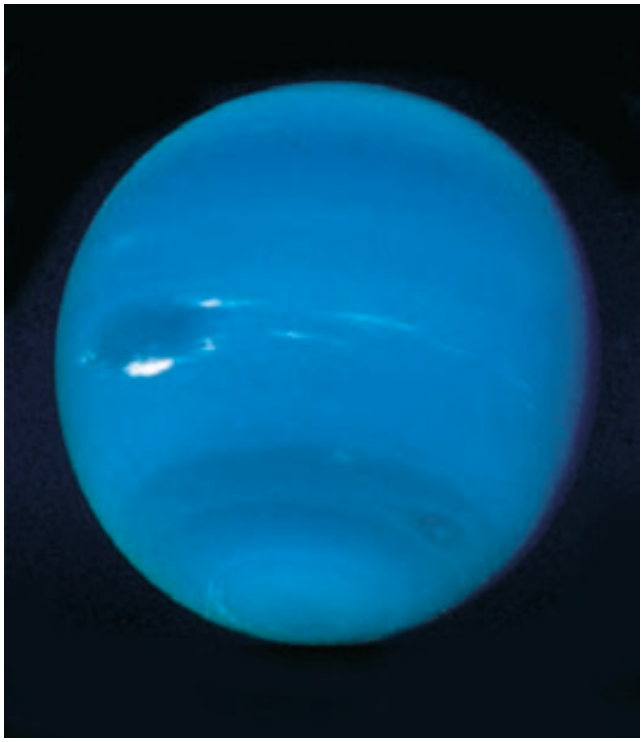
▲ **Figura 22.17** Foto mosaico del sistema de satélites de Saturno. La luna Dione aparece por delante; Tetis y Mimas están en la parte inferior derecha; Enceladus y Rhea están a la izquierda; y Titán, arriba a la derecha. (Foto cortesía de la NASA.)

Sistema Solar de los que se sabe que tienen una atmósfera sustancial. Debido a su densa cobertura gaseosa, la presión atmosférica en la superficie de Titán es de alrededor de 1,5 veces la existente en la superficie terrestre. Otro satélite, Febe, exhibe movimiento retrógrado. Es muy probable que esta luna, como otras lunas con órbitas retrógradas, sea un asteroide capturado o un fragmento grande de planeta que sobró de un gran episodio de formación planetaria.

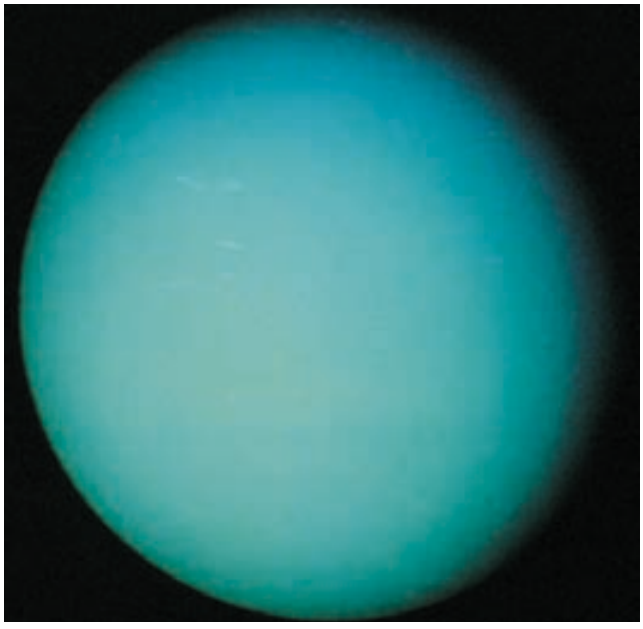
Urano y Neptuno, los gemelos

La Tierra y Venus tienen rasgos similares, pero Urano y Neptuno son casi idénticos. Con una diferencia de diámetro de tan sólo un 1 por ciento, ambos muestran un color azulado, atribuible al metano de sus atmósferas (Figuras 22.18 y 22.19). Su estructura y composición son similares. Neptuno, sin embargo, es más frío, porque, de nuevo, está una vez y media más distante del calor del Sol que Urano.

Urano Una característica exclusiva de Urano es que rota «sobre su lado». Su eje de rotación, en vez de ser perpendicular al plano de su órbita, como el de otros planetas, se encuentra casi paralelo a su plano orbital. Su movimiento rotacional, por consiguiente, se parece más a rodar que a girar sobre un eje, movimiento que caracteriza a los otros planetas. Dado que el eje de Urano está inclinado casi 90 grados, el Sol está situado casi encima de uno de sus polos en cada una de las revoluciones, y luego, media revolución más tarde, está situado por encima del otro polo.



▲ **Figura 22.19** Esta imagen de Neptuno muestra el Gran Punto Oscuro (centro izquierda). También son visibles nubes brillantes de tipo cirro que se mueven a gran velocidad alrededor del planeta. Un segundo punto oval se encuentra a 54 grados de latitud sur en el extremo este del planeta. (Cortesía del Jet Propulsion Laboratory.)



▲ **Figura 22.18** Esta imagen de Urano fue enviada a la Tierra por el *Voyager 2* cuando pasó por este planeta el 24 de enero de 1986. Tomada desde una distancia de casi 1 millón de kilómetros, pocos detalles de su atmósfera son visibles, excepto unas pocas vetas (nubes) en el hemisferio septentrional. (Cortesía de la NASA.)

Un descubrimiento sorprendente realizado en 1977 reveló que Urano tiene un sistema de anillos. Este hallazgo se produjo conforme Urano pasaba por delante de una estrella distante y bloqueó su visión, un proceso denominado *ocultación* (*occult* = escondido). Los observadores vieron la estrella «parpadear» brevemente cinco veces (lo que significa cinco anillos) antes de la ocultación principal y luego otras cinco veces más. Estudios posteriores indicaron que Urano tiene al menos nueve cinturones distintos de partículas que orbitan alrededor de su región ecuatorial.

Vistas espectaculares desde el *Voyager 2* de las cinco lunas mayores de Urano muestran paisajes muy variados. Algunas tienen largos y profundos cañones y acantilados lineales, mientras que otras poseen grandes áreas lisas sobre superficies, por lo demás, acribilladas de cráteres. El Jet Propulsion Laboratory describió Miranda, la más interna de las cinco lunas más grandes, como el cuerpo del

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Por qué Urano rota sobre su lado?

La explicación más probable para la inusual rotación lateral de Urano es que éste empezó a rotar de la misma manera que los otros planetas, pero luego su rotación fue alterada por un impacto gigante, que probablemente era muy común al principio de la formación de los planetas. Sin embargo, un impacto gigante sería muy difícil de verificar, porque no habría dejado ningún cráter en Urano, cuya superficie no es sólida. Como muchos acontecimientos que sucedieron al principio de la formación de nuestro Sistema Solar, el motivo de la rotación lateral de Urano nunca se sabrá con certeza.

Sistema Solar con la mayor variedad de formas superficiales.

Neptuno Aun cuando se enfoque hacia Neptuno el telescopio más potente, aparece como un disco azulado borroso. Hasta que fue visitado por el *Voyager 2* en 1989, los astrónomos sabían muy poco sobre este planeta. Sin embargo, el viaje de casi 3.000 millones de millas, que duró 12 años, proporcionó a los investigadores tanta información nueva sobre Neptuno y sus satélites, que se necesitarán años para analizarla por completo.

Neptuno tiene una atmósfera dinámica, muy parecida a la de Júpiter y Saturno (Figura 22.19). Vientos que superan los 1.000 kilómetros por hora rodean al planeta convirtiéndolo en uno de los lugares más ventosos del Sistema Solar. Tiene también una mancha del tamaño de la Tierra denominada el *Gran Punto Oscuro*, que es una reminiscencia de la Gran Mancha Roja de Júpiter, y se supone que es una gran tormenta de rotación.

Quizá más sorprendentes sean unas nubes blancas de tipo cirro que ocupan un estrato situado a unos 50 kilómetros por encima del principal banco de nubes, probablemente de metano helado. En las imágenes del *Voyager* se descubrieron 6 nuevos satélites, con lo que se completaba una familia neptuniana de 8. Todas las lunas recién descubiertas giran en órbitas alrededor del planeta con una dirección opuesta a la de los dos satélites mayores. Las imágenes del *Voyager* revelaron también un sistema de anillos alrededor de Neptuno.

Tritón, la mayor luna de Neptuno, es un objeto de sumo interés. Su diámetro es casi el de la Luna terrestre. Tritón es la única gran luna del Sistema Solar que exhibe movimiento retrógrado. Esto indica que Tritón se formó independientemente de Neptuno y fue capturado gravitacionalmente.

Tritón tiene también la menor temperatura superficial nunca medida en cualquier cuerpo del Sistema Solar: −200 °C. Su atmósfera está compuesta fundamentalmente de nitrógeno con un poco de metano. A pesar de las temperaturas superficiales bajas, Tritón exhibe actividad similar a la volcánica. En 1989, el *Voyager 2* detectó plumas activas que se extendían a una altitud de 8 kilómetros y se desplazaban a favor del viento a lo largo de 100 kilómetros. Las capas superficiales de hielo de metano, más oscuro, presuntamente absorben la energía solar con mayor facilidad. Ese calentamiento superficial vaporiza una parte del hielo de nitrógeno subyacente. A media que aumentan las temperaturas subsuperficiales, se producen erupciones explosivas.

Plutón, el planeta X

Plutón se encuentra en el borde del Sistema Solar, casi 40 veces más alejado del Sol que la Tierra. Es 10.000 veces demasiado borroso para ser visible a simple vista. Debido a su gran distancia del Sol y su lenta velocidad orbital, Plutón tarda 248 años terrestres en completar su órbita alrededor del Sol. Desde que se descubrió en 1930, ha completado alrededor de una cuarta parte de una revolución. La órbita de Plutón es notablemente alargada (muy excéntrica), lo que hace que a veces viaje en el interior de la órbita de Neptuno, donde residió entre 1979 y febrero de 1999. No hay posibilidad de que Plutón y Neptuno colisionen, porque sus órbitas están inclinadas una con respecto a la otra y en realidad no se cruzan (*véase* Figura 22.1).

En 1978, se descubrió la luna Charon en órbita alrededor de Plutón. Dada su proximidad al planeta, las mejores imágenes de Charon obtenidas desde la Tierra la muestran sólo como un abombamiento de Plutón. En 1990, el *telescopio espacial Hubble* obtuvo una imagen que resolvió claramente la separación entre estos dos mundos helados. Charon gira en órbita alrededor de Plutón una vez cada 6,4 días terrestres a una distancia 20 veces más cerca de Plutón que la Luna de la Tierra.

El descubrimiento de Charon alteró en gran medida los cálculos anteriores del tamaño de Plutón. Los datos actuales indican que Plutón tiene un diámetro de unos 2.300 kilómetros, alrededor de una quinta parte el tamaño de la Tierra, lo que le convierte en el planeta más pequeño del Sistema Solar (*véase* Recuadro 22.2). Charon tiene un diámetro de unos 1.300 kilómetros, excepcionalmente grande en proporción con su planeta.

La temperatura media de Plutón se calcula en −210 °C, lo suficientemente fría como para solidificar la mayoría de los gases que puedan estar presentes. Por tanto, Plutón puede describirse mejor como una bola sucia helada de gases congelados con cantidades menores de sustancias rocosas.

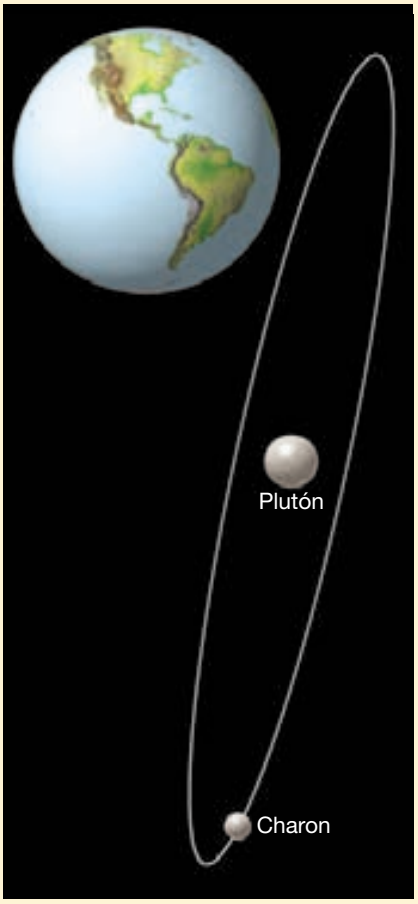


Recuadro 22.2 ▶ Entender la Tierra

¿Es Plutón realmente un planeta?

Desde que se descubrió Plutón en 1930, ha constituido un misterio al borde del Sistema Solar. Primero se creyó que era aproximadamente igual que la Tierra, pero cuando se obtuvieron mejores imágenes, se calculó que el diámetro de Plutón era un poco menos de la mitad del de la Tierra. Luego, en 1978, los astrónomos descubrieron que Plutón tiene una luna (Charon), cuyo brillo combinado con su planeta hacía que Plutón pareciera mucho mayor de lo que es en realidad (Figura 22.B). Las imágenes recientes obtenidas por el *telescopio espacial Hubble* establecieron el diámetro de Plutón en sólo 2.300 kilómetros, que constituye alrededor de una quinta parte del de la Tierra y menos de la mitad del de Mercurio, considerado durante mucho tiempo el enano del Sistema Solar. De hecho, siete lunas, incluida la de la Tierra, son más grandes que Plutón.

Se prestó incluso más atención al estatus de Plutón como planeta, cuando en 1992 los astrónomos descubrieron otro cuerpo de hielo en órbita más allá de Neptuno. Pronto se descubrieron centenares de estos objetos que formaban una banda similar al cinturón de asteroides situado entre Marte y Júpiter. No obstante, estos cuerpos en órbita están compuestos de polvo y hielo, como los cometas, y no de sustancias metálicas y rocosas, como los asteroides. Algunos astrónomos creen que pueden existir objetos planetarios incluso mayores que Plutón en este cinturón de mundos de hielo situados en las zonas más exteriores del Sistema Solar. De hecho, ya se ha descubierto un cuerpo más grande que la luna de Plutón Charon.



▲ **Figura 22.B** Plutón y su luna Charon. Se muestra la Tierra para escala.

Un número cada vez mayor de astrónomos afirma que el pequeño tamaño de Plutón y su localización en el interior de una multitud de objetos de hielo similares significa que debería reclasificarse como un planeta menor, como los asteroides y los cometas. Oros insisten en que, con independencia del cambio de identidad de Plutón, degradar a Plutón al estatus de planeta menor deshonraría la historia astronómica y confundiría a la gente.

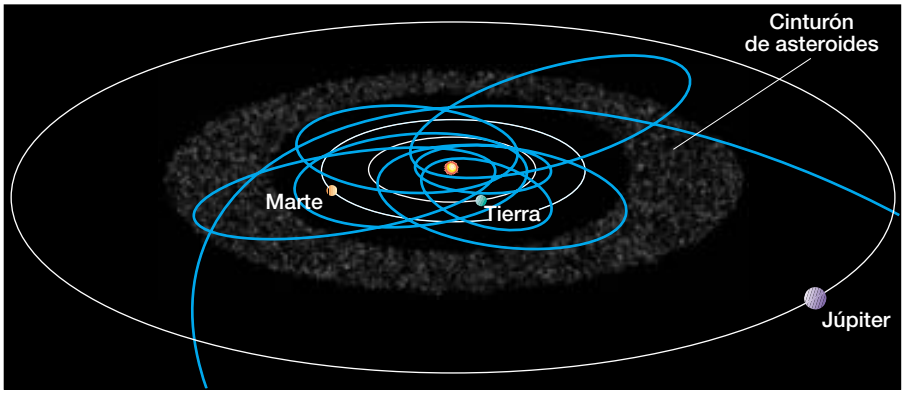
De momento, parece que la Unión Astronómica Internacional, un grupo que tiene el poder de votar si Plutón es un planeta o no, está satisfecho con el status quo. Sin embargo, el estatus planetario de Plutón nunca será el mismo. Ahora está claro que Plutón es único entre los planetas y es muy diferente de los cuatro planetas interiores rocosos y distinto de los cuatro gigantes gaseosos. Quizá una mejor descripción de Plutón sea la de uno de los miembros más grandes de un cinturón de millones de pequeños mundos de hielo (cometas) que orbitan en las zonas exteriores de nuestro Sistema Solar.

Cuerpos menores del Sistema Solar

Asteroides: microplanetas

Los **asteroides** son cuerpos pequeños que han sido comparados con «montañas volantes». El mayor, Ceres, tiene unos 1.000 kilómetros de diámetro, pero la mayoría de los 50.000 que se han observado tienen aproximadamente 1 kilómetro de diámetro. Los asteroides más pequeños se supone que no son mayores que granos de arena. La mayoría se encuentra entre las órbitas de Marte y Júpiter, y tiene períodos de 3 a 6 años (Figura 22.20). Algunos tienen órbitas muy excéntricas y pasan muy cerca del Sol, y unos pocos, más grandes, se aproximan regularmente a la Tierra y a su luna. Muchos de los cráteres de impacto más recientes que hay sobre la Luna y la Tierra fueron causados probablemente por colisiones con asteroides. Inevitablemente se producirán futuras colisiones entre la Tierra y los asteroides (*véase* Recuadro 22.3).

Debido a que muchos asteroides tienen formas irregulares, los geólogos planetarios especularon primero con la posibilidad de que fueran fragmentos de un planeta roto que una vez orbitó entre Marte y Júpiter (Figura 22.21). Sin embargo, se calcula que la masa total de los asteroides es sólo de una milésima parte la de la Tierra, que a su vez no es un planeta grande. ¿Qué le ocurrió al resto del planeta original? Otros han planteado la hipótesis de que pudieron existir varios grandes cuerpos muy próximos y que sus colisiones produjeran numerosos cuerpos más pequeños. Se ha utilizado la existencia de varias «familias»



▶ **Figura 22.20** Las órbitas de los principales asteroides se encuentran entre Marte y Júpiter. También se muestran las órbitas conocidas de unos pocos asteroides próximos a la Tierra. Quizá un millar o más de asteroides tienen órbitas próximas a la Tierra. Por fortuna, se piensa que sólo unas pocas docenas de ellos tienen un diámetro superior al kilómetro.



▲ **Figura 22.21** Imagen del asteroide 951 (Gaspra) obtenida por la nave espacial *Galileo.* Como otros asteroides, es probable que Gaspra sea un fragmento de un cuerpo mayor producido por colisión. (Cortesía de la NASA.)

de asteroides como dato para apoyar esta explicación. Sin embargo, no se han encontrado pruebas concluyentes para cualquiera de las dos hipótesis.

En febrero de 2001, una nave espacial estadounidense se convirtió en el primer visitante de un asteroide. Aunque no había sido diseñada para aterrizar, la nave *NEAR Shoemaker* aterrizó satisfactoriamente y generó información que ha dejado a los geólogos planetarios intrigados y perplejos. Las imágenes obtenidas mientras la nave espacial se movía a una velocidad de 6 kilómetros por hora hacia la superficie de Eros revelaron una superficie rocosa y árida compuesta de partículas cuyo tamaño oscilaba entre el polvo fino y bloques de hasta 8 metros de diámetro. Inesperadamente, los investigadores descubrieron que los derrubios finos se concentran en las zonas inferiores que forman depósitos planos parecidos a estanques. Alrededor de las áreas bajas, el paisaje está marcado por una abundancia de bloques grandes.

Una de las diversas hipótesis consideradas como una explicación para la topografía llena de bloques es el temblor sísmico, que desplazaría los bloques hacia arriba. De manera análoga a lo que ocurre cuando se agita una lata de frutos secos variados, los materiales más grandes suben a la parte superior, mientras que los materiales más pequeños se depositan en el fondo.

Cometas

Los **cometas** se cuentan entre los cuerpos más interesantes e impredecibles del Sistema Solar. Se han comparado con bolas de nieve sucias, porque están compuestos de gases congelados (agua, amoniaco, metano, dióxido de carbono y monóxido de carbono) que mantienen juntos pequeños fragmentos de materiales rocosos y metálicos. Muchos cometas viajan por órbitas muy excéntricas que los llevan más allá de Plutón. Estos cometas tardan centenares de miles de años en completar una sola órbita alrededor del Sol. Sin embargo, unos pocos *cometas de período corto* (con períodos orbitales de menos de 200 años), como el cometa Halley, tienen encuentros regulares con el interior del Sistema Solar.

Cuando se observa por primera vez, un cometa aparece como un cuerpo muy pequeño; pero a medida que se aproxima al Sol, la energía solar empieza a vaporizar los gases congelados, produciendo una cabeza resplandeciente, denominada **cabellera** (Figura 22.22). El tamaño de las cabelleras varía mucho de un cometa a otro. Los extremadamente raros superan el tamaño del Sol, pero la mayoría se aproxima al tamaño de Júpiter. Dentro de la cabellera, a veces, puede detectarse un pequeño núcleo



Recuadro 22.3 ▶ La Tierra como sistema

¿Está la Tierra en una dirección de colisión?

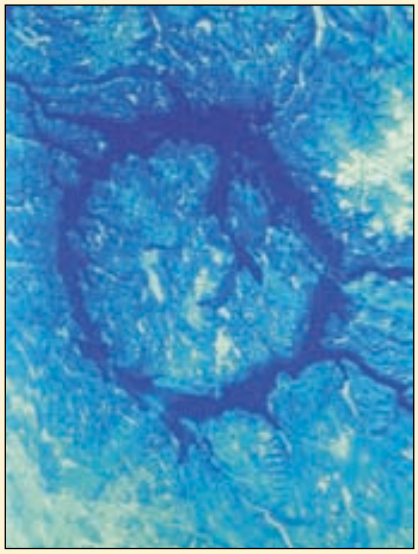
El Sistema Solar está repleto de meteoritos, asteroides, cometas activos y cometas extintos. Estos fragmentos viajan a grandes velocidades y pueden golpear la Tierra con la fuerza explosiva de una potente bomba nuclear.

En las últimas décadas, cada vez ha resultado más claro que los cometas y los asteroides han chocado contra la Tierra con mucha más frecuencia de lo que previamente se sabía. La prueba son estructuras de impacto gigantes. Se han identificado más de cien (Figura 22.C). Muchos de ellos se atribuyeron erróneamente, al principio, al resultado de algún proceso volcánico. Aunque algunas estructuras de impacto son tan antiguas que ya no parecen cráteres de impacto, sigue habiendo evidencias de su origen (Figura 22.D). Una notable excepción es un cráter de aspecto muy reciente que se encuentra cerca de Winslow, Arizona, y se conoce como Meteor Crater.

Cada vez hay más pruebas de que hace 65 millones de años un gran asteroide de aproximadamente 10 kilómetros de diámetro chocó contra la Tierra. Este impacto puede haber causado la extinción de los dinosaurios, así como casi el 50 por ciento de todas las especies vegetales y animales (*véase* Recuadro 9.5).

Más recientemente, una explosión espectacular se ha atribuido a la colisión de nuestro planeta con un cometa o asteroide. En 1908, en una región remota de Siberia, explotó una «bola de fuego» que parecía más brillante que el Sol, con una fuerza violenta. Las ondas del choque rompieron ventanas y provocaron reverberaciones que se escucharon a una distancia de hasta 1.000 kilómetros. El «acontecimiento Tunguska», como se le denomina, descorchó, arrancó ramas, y derribó árboles a 30 kilómetros de distancia del epicentro. Pero las expediciones a la zona no encontraron pruebas de un cráter de impacto, ni fragmentos metálicos de ningún tipo. Evidentemente la explosión, cuya potencia fue por lo menos similar a una bomba nuclear de 10 megatones, se produjo a muy pocos kilómetros por encima de la superficie. Lo más probable es que fuera la muerte de un cometa o quizá de un asteroide rocoso. No está claro por qué explotó antes del impacto.

Los peligros de vivir con estos objetos pequeños, pero mortales, en el espacio llegaron de nuevo a la opinión pública en 1989, cuando un asteroide de casi un kilómetro estuvo a tiro de la Tierra. Estuvo a dos veces la distancia de la Luna. Viajando a 70.000 kilómetros por hora, pudo haber producido un cráter de 10 kilómetros de diámetro y quizá 2 kilómetros de profundidad. Como indicó un observador, «tarde o temprano volverá». Atravesó nuestra órbita justo 6 horas por delante de la Tierra. Las estadísticas demuestran que colisiones de esta tremenda magnitud deben tener lugar cada pocos centenares de millones de años y podrían tener consecuencias dramáticas para la vida en la Tierra.



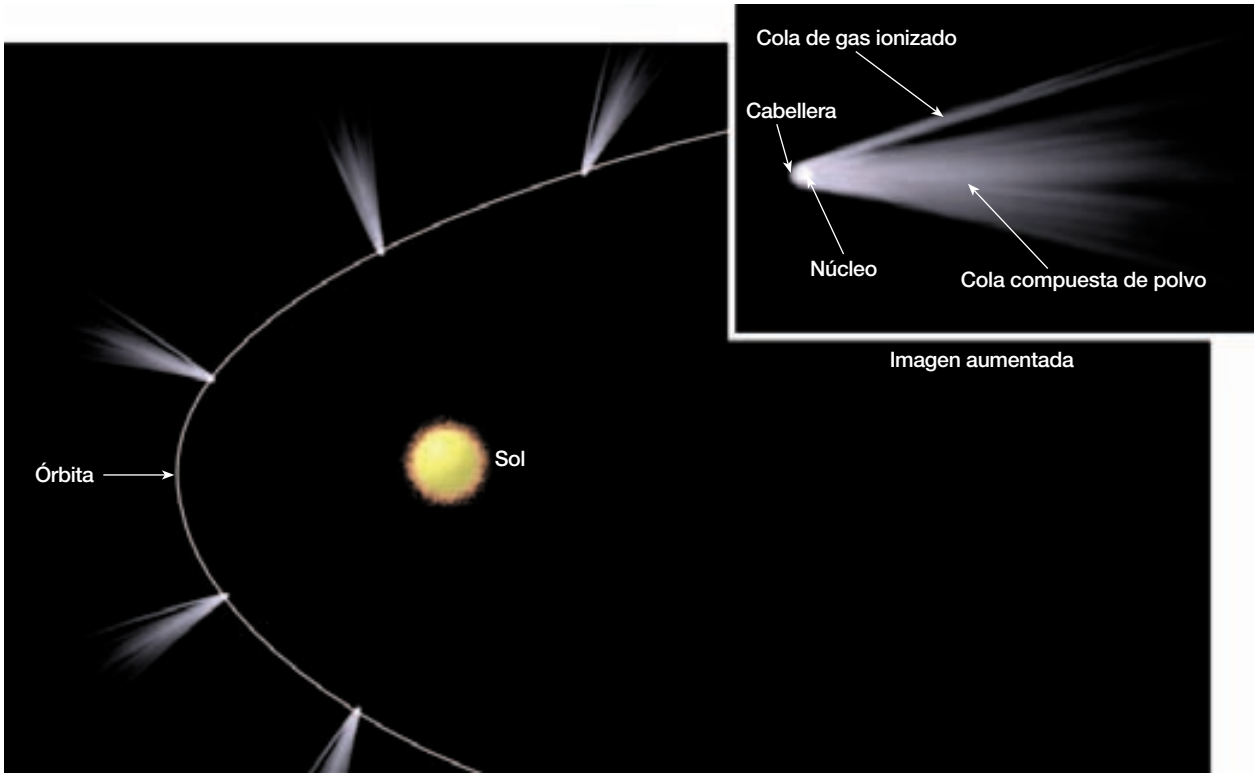
▲ **Figura 22.D** Manicouagan, Quebec, es una estructura de impacto erosionada de 200 millones de años de antigüedad. El lago perfila el resto del cráter, que tiene un diámetro de 70 kilómetros. Las fracturas relacionadas con este acontecimiento se extienden hacia fuera otros 30 kilómetros. (Cortesía del U. S. Geological Survey.)



▲ **Figura 22.C** Mapa mundial de las principales estructuras de impacto. Cada año se identifican más. (Datos de Griffith Observatory.)

resplandeciente con un diámetro de tan sólo unos pocos kilómetros. Conforme el cometa se aproxima al Sol, algunos, pero no todos, desarrollan una cola que se prolonga a lo largo de millones de kilómetros. A pesar del tamaño enorme de sus colas y cabelleras, los cometas son miembros relativamente pequeños del Sistema Solar.

El hecho de que la cola de un cometa apunte en la dirección opuesta al Sol de una manera ligeramente curvada



▲ **Figura 22.22** Orientación de la cola del cometa a medida que gira en su órbita alrededor del Sol.

(Figura 22.22) llevó a los primeros astrónomos a proponer que el Sol tiene una fuerza repulsiva que hace retroceder las partículas de la cabellera, formando así la cola. En la actualidad, se sabe que dos fuerzas solares contribuyen a esta formación. La primera, la *presión de radiación*, aleja las partículas de polvo de la cabellera. La segunda, conocida como *viento solar*, es responsable del desplazamiento de los gases ionizados, en especial del dióxido de carbono. A veces, se produce una sola cola compuesta de polvo y gases ionizados, pero a menudo se observan dos colas (Figura 22.23).

A medida que el cometa se aleja del Sol, los gases que forman la cabellera vuelven a condensarse, la cola desaparece y el cometa se vuelve a convertir en un depósito de frío. El material que se expulsó de la cabellera para formar la cola se pierde para siempre. Por consiguiente, se cree que la mayoría de los cometas no puede sobrevivir a más de unos pocos centenares de órbitas alrededor del Sol. Una vez expulsados todos los gases, el material restante (un enjambre de partículas metálicas y rocosas no conectadas) continúa la órbita sin cabellera ni cola.

Los cometas se originan aparentemente en dos regiones del sistema solar externo. Se cree que los cometas de período más corto orbitan más allá de Neptuno, en una región denominada el **cinturón de Kuiper,** en honor al astrónomo Gerald Kuiper, que había predicho su existencia. (Durante la última década, se ha descubierto más de un centenar de estos cuerpos de hielo.) Como los asteroides del sistema solar interno, la mayoría de cometas del cinturón de Kuiper se mueven en órbitas casi circulares que se sitúan casi en el mismo plano que los planetas. Una colisión casual entre dos cometas del cinturón de Kuiper, o la influencia gravitacional de uno de los planetas jovianos, puede alterar ocasionalmente la órbita de un cometa lo bastante como para enviarlo al sistema solar interno y a nuestro campo de visión.

A diferencia de los cometas del cinturón de Kuiper, los cometas de largo período tienen órbitas *no* confinadas al plano del Sistema Solar. Parece que estos cometas se distribuyen en todas direcciones desde el Sol, formando un escudo esférico alrededor del Sistema Solar, denominado **nube de Oort,** en homenaje al astrónomo holandés Jan Oort. Se cree que millones de cometas orbitan el Sol a distancias mayores que 10.000 veces la distancia entre la Tierra y el Sol. Se cree que el efecto gravitacional pasajero de una estrella distante puede ocasionalmente enviar un cometa de la nube de Oort hacia una órbita muy excéntrica que lo transporta hacia el Sol. Sin embargo, sólo una pequeña porción de los cometas de la nube de Oort tienen órbitas que los lleven al sistema solar interior.



▲ **Figura 22.23** Cometa Hale-Bopp. Las dos colas que se ven en la fotografía tienen una longitud entre 10 y 15 millones de millas. (Fotografía de la Peoria Astronomial Society de Eric Clifton y Graig Neaveill.)

El cometa de período corto más famoso es el cometa Halley. Su período orbital tiene una media de 76 años y cada una de sus 29 apariciones desde el año 240 a.C. fue registrada por los astrónomos chinos. Este registro es un testimonio de su dedicación como observadores astronómicos y de la resistencia de su cultura. Cuando se vio en 1910, el cometa Halley había desarrollado una cola de casi 1,6 millones de kilómetros de largo y era visible durante las horas diurnas.

En 1986, la aparición nada espectacular del cometa Halley fue una decepción para muchos habitantes del hemisferio norte. Sin embargo, fue durante su visita más reciente al Sistema Solar interno cuando se consiguió una gran cantidad de información nueva sobre el más famoso de los cometas. Los nuevos datos fueron recogidos por las sondas espaciales enviadas para encontrarse con el cometa. La sonda europea *Giotto* se aproximó a 600 kilómetros del núcleo del cometa y obtuvo las primeras imágenes de esta esquiva estructura.

Sabemos ahora que el núcleo tiene forma de patata y un tamaño de 16 kilómetros por 8 kilómetros. Su superficie es irregular y está llena de hoyos en forma de cráteres. Los gases y el polvo que se evaporan del núcleo para formar la cabellera y la cola parecen salir de su superficie como corrientes o chorros brillantes. Sólo alrededor del 10 por ciento de la superficie total del cometa emitía esos chorros en el momento del encuentro. El resto del área superficial del comenta parecía estar cubierta por una capa oscura que puede consistir en material orgánico.

En 1997, el cometa Hale-Bopp hizo un recorrido espectacular alrededor de nuestro planeta. El núcleo del Hale-Bopp era inhabitualmente grande, de unos 40 kilómetros de diámetro. Como se muestra en la Figura 22.23, se extendían desde este cometa dos colas de casi 24 millones de kilómetros. La cola gaseosa azulada está compuesta por iones con carga positiva y apuntaba casi directamente en sentido contrario al Sol. La cola amarillenta está compuesta por polvo y otros restos rocosos. Dado que el material rocoso es más masivo que los gases ionizados, se ve menos afectado por el viento solar y sigue una trayectoria diferente con respecto al cometa.

Meteoritos

Casi todos hemos visto un **meteoro,** normalmente denominado «estrella fugaz». Este rayo de luz dura entre un parpadeo y unos pocos segundos y se produce cuando una pequeña partícula sólida, un **meteorito,** entra en la atmósfera terrestre desde el espacio interplanetario. La fricción entre el meteorito y el aire calienta ambos y produce la luz que vemos. La mayoría de meteoritos se origina a partir de una de las tres fuentes siguientes: (1) derrubios interplanetarios que no fueron atraídos gravitacionalmente

por los planetas durante la formación del Sistema Solar, (2) material que es desplazado de manera continua desde el cinturón de asteroides y (3) restos sólidos de cometas que se habían movido cerca de la órbita terrestre. Se cree que unos pocos meteoritos son fragmentos de la Luna, o posiblemente de Marte, que fueron expulsados cuando un asteroide impactó contra estos cuerpos.

Aunque algún raro meteorito es tan grande como un asteroide, la mayoría tiene el tamaño de un grano de arena y pesa menos de 1/100 gramos. Por consiguiente, se evapora antes de alcanzar la superficie de la Tierra. Algunos, denominados *micrometeoritos*, son tan pequeños que su velocidad de caída se hace demasiado pequeña como para quemarlos, de manera que caen en forma de polvo espacial. Cada día, el número de meteoritos que entran en la atmósfera terrestre debe alcanzar el millar. Después de la puesta del Sol en una noche clara, media docena o más brillan lo suficiente como para ser vistos cada hora, a simple vista, desde cualquier parte de la Tierra.

Ocasionalmente la visión de los meteoros aumenta notablemente a 60 o más por hora. Estas exhibiciones denominadas **lluvias de meteoros,** se producen cuando la Tierra encuentra un enjambre de meteoritos que viajan en la misma dirección y a casi la velocidad que la Tierra. La estrecha asociación de esos enjambres con las órbitas de algunos cometas sugiere que representan material perdido por esos cometas (Tabla 22.2). Algunos enjambres no asociados con órbitas de cometas conocidos son probablemente los restos del núcleo de un cometa que desapareció hace ya tiempo. Se cree que la gran lluvia de meteoros de Perseida que se produce cada año en torno al 12 de agosto son los restos del cometa 1862 III, que tiene un período de 110 años.

Los meteoritos que se cree que son los restos de cometas son pequeños y alcanzan el suelo sólo ocasionalmente. Se piensa que la mayoría de los meteoritos que son lo suficientemente grandes para sobrevivir al calor de la entrada se origina entre los asteroides, donde las colisiones aleatorias modifican sus órbitas y los envían hacia la Tierra. La fuerza gravitacional de la Tierra hace el resto.

Unos pocos meteoritos grandes han producido cráteres en la superficie de la Tierra que se parecen mucho a los de la superficie lunar. El más famoso es el Crater Meteor de Arizona. Esta enorme cavidad tiene un diámetro de aproximadamente 1,2 kilómetros, 160 metros de profundidad y un anillo que sobresale hacia arriba hasta 50 metros por encima del paisaje circundante. En el área inmediata se han encontrado más de 30 toneladas de fragmentos de hierro, pero los intentos para localizar un cuerpo principal no han tenido éxito. Teniendo en cuenta la erosión, el impacto se produjo probablemente en los últimos 20.000 años.

Antes de disponer de las rocas de la Luna traídas a la Tierra por los exploradores lunares, los meteoritos eran los únicos materiales extraterrestres que podían examinarse directamente (Figura 22.24). Los meteoritos se clasificaron por su composición: (1) **férreos,** fundamentalmente de hierro, con un 2 a un 20 por ciento de níquel; (2) **pétreos,** silicatos con inclusiones de otros minerales, y (3) **siderolitos,** mezclas de los anteriores. Aunque los meteoritos pétreos son probablemente los meteoritos más

Tabla 22.2 Principales lluvias de meteoritos

Lluvia	Fechas aproximadas	Cometa asociado
Quadrantida	4-6 de enero	—
Lyrida	20-23 de abril	Cometa 1861 I
Eta Aquarida	3-5 de mayo	Cometa Halley
Delta Aquarida	30 de julio	—
Perseida	12 de agosto	Cometa 1862 III
Draconida	7-10 de octubre	Cometa Giacobini-Zinner
Orionida	20 de octubre	Cometa Halley
Taurida	3-13 de noviembre	Cometa Encke
Andromedida	14 de noviembre	Cometa Biela
Leonida	18 de noviembre	Cometa 1866 I
Germinida	4-16 de diciembre	—



▲ **Figura 22.24** Meteorito de hierro que surge de las arenas del desierto. (Cortesía de *Aramco World Magazine*.)

comunes, normalmente se encontraban fundamentalmente meteoritos férreos. Esto es comprensible, porque los meteoritos férreos resisten mejor el impacto, experimentan meteorización con más lentitud y son mucho más fáciles de distinguir de las rocas terrestres por una persona no especializada. Los meteoritos férreos son probablemente fragmentos de núcleos de grandes asteroides o de planetas pequeños diferenciados.

Se observó que una clase poco abundante de meteorito, denominada *condrita carbonácea*, contenía aminoácidos sencillos y otros compuestos orgánicos, que son los bloques de construcción básica de la vida. Este descubrimiento confirma hallazgos similares de la astronomía observacional, que indican que existen numerosos compuestos orgánicos en el frío reino del espacio exterior.

Si los meteoritos representan la composición de planetas parecidos a la Tierra, como sugieren los geólogos planetarios, la Tierra debe contener un porcentaje mucho mayor de hierro del que sugieren las rocas superficiales. Ésta es una de las razones que esgrimen los geólogos para sugerir que el núcleo de la Tierra puede ser fundamentalmente de hierro y níquel. Además, la datación de los meteoritos indica que la edad de nuestro Sistema Solar sobrepasa por supuesto los 4.500 millones de años. Esta «edad antigua» ha sido confirmada por datos procedentes de muestras lunares.

Resumen

- Los planetas pueden reunirse en dos grupos: los *planetas terrestres* (parecidos a la Tierra) (Mercurio, Venus, la Tierra y Marte) y los *planetas jovianos* (parecidos a Júpiter) (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno). Plutón no está incluido en ninguno de los grupos. *Cuando se comparan con los planetas jovianos, los planetas terrestres son más pequeños, más densos, contienen proporcionalmente más materia rocosa, tienen velocidades más lentas de rotación y menores velocidades de escape.*
- La superficie lunar exhibe varios tipos de estructuras. La mayoría de los *cráteres* se produjo por el impacto de restos de movimiento rápido (*meteoritos*). Las *tierras altas* brillantes y densamente cubiertas por cráteres constituyen gran parte de la superficie lunar. Las tierras bajas, bastante lisas y oscuras, se denominan *maria* (singular, *mare*). Las cuencas lunares (maria) son enormes cráteres de impacto que han sido inundados por capas de lavas basálticas muy fluidas. Todos los terrenos lunares están recubiertos con una capa parecida a un suelo de derrubios grises no consolidados, denominados *regolito lunar*, que se han generado como consecuencia de un bombardeo meteorítico de miles de millones de años. Se desconocen muchos aspectos del origen de la Luna. Una hipótesis sugiere que un asteroide gigante colisionó con la Tierra y produjo la Luna. Los científicos concluyen que la *superficie lunar evolucionó en tres fases:* (1) *la corteza original (tierras altas);* (2) *cuencas lunares*, y (3) *recientes cráteres con rayos.*
- *Mercurio* es un planeta pequeño, denso, carente de atmósfera y que exhibe los extremos de temperatura mayores de cualquier planeta. *Venus*, el planeta más brillante del cielo, tiene una atmósfera densa y pesada compuesta en un 97 por ciento por dióxido de carbono, una superficie de llanuras relativamente hundidas y volcanes inactivos, una presión atmosférica superficial 9 veces la de la Tierra y una temperatura superficial de 475 °C. *Marte*, el Planeta Rojo, tiene una atmósfera de dióxido de carbono cuya densidad es de sólo un 1 por ciento la terrestre, tormentas de polvo intensas, numerosos volcanes inactivos, muchos grandes cañones y varios valles de origen dudoso que exhiben patrones de drenaje similares a los valles fluviales que hay sobre la Tierra. *Júpiter*, el planeta más grande, gira rápidamente, tiene un aspecto bandeado causado por enormes corrientes de convección provocadas por el calor interno del planeta, una *Gran Mancha Roja* cuyo tamaño es variable, un sistema de anillos y al menos 16 lunas (una de las lunas, Io, es un cuerpo volcánicamente activo). *Saturno* es mejor conocido por su sistema de anillos. Tiene también una atmósfera dinámica con vientos de hasta 1.500 kilómetros por hora y tormentas similares a la Gran Mancha Roja de Júpiter. *Urano* y *Neptuno* suelen denominarse los gemelos debido a su composición y su estructura similares. Una característica exclusiva de Urano es que rota sobre su lado. Neptuno tiene nubes blancas como cirros por encima de su plataforma nubosa principal y un *Gran Punto Negro* del tamaño de la Tierra; se supone que es una gran tormenta en rotación similar a la Gran Mancha Roja de Júpiter. *Plutón* es un pequeño mundo congelado con una luna (Charon). La órbita notablemente alargada de Plutón hace que a veces viaje dentro de la órbita de Neptuno, pero sin posibilidades de colisionar con él.
- Los cuerpos menores del Sistema Solar son los *asteroides*, los *cometas* y los *meteoritos*. La mayoría de

asteroides se encuentra entre las órbitas de Marte y Júpiter. No se han encontrado pruebas concluyentes que expliquen su origen. Los cometas están compuestos por gases congelados (agua, amoniaco, metano, dióxido de carbono y monóxido de carbono) con pequeños fragmentos de material rocoso y metálico. Muchos viajan en órbitas muy alargadas que los llevan más allá de Plutón y se conoce muy poco sobre su origen. Los meteoritos, pequeñas partículas sólidas que viajan a través del espacio interplanetario, se convierten en *meteoros* cuando entran en la atmósfera terrestre y se vaporizan emitiendo un rayo de luz. Las *lluvias de meteoros* se producen cuando la Tierra encuentra un enjambre de meteoritos, probablemente material perdido por un cometa. Los *tres tipos de meteoritos* (clasificados según su composición) son: (1) *férreos*, (2) *pétreos* y (3) *siderolitos*. Un tipo escaso de meteorito, denominado *condrita carbonácea*, contiene aminoácidos y otros compuestos orgánicos.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué criterios se siguen para clasificar los planetas en el grupo terrestre o en el joviano?

2. ¿Cuáles son los tres tipos de materiales que constituyen los planetas? ¿En qué difieren? ¿Cómo explica su distribución teniendo en cuenta las diferencias de densidad entre los grupos planetarios terrestres y jovianos?

3. Explique por qué los diferentes planetas tienen atmósferas diferentes.

4. ¿Cómo se utiliza la densidad de craterización para la datación relativa de las estructuras de la superficie lunar?

5. Comente brevemente la historia de la Luna.

6. ¿En qué se parecen los maria al altiplano Columbia?

7. ¿Por qué Marte ha sido el planeta más estudiado con telescopios?

8. ¿Qué características superficiales tiene Marte que son también habituales en la Tierra?

9. ¿Qué pruebas respaldan un ciclo hídrico en Marte? ¿Qué pruebas rechazan la posibilidad de un clima marciano húmedo?

10. ¿Por qué los astrobiológos están intrigados ante las pruebas de que las aguas subterráneas han emergido a la superficie de Marte?

11. En alguna ocasión se sugirió que las dos «lunas» de Marte eran artificiales. ¿Qué características tienen para inducir dicha especulación?

12. ¿Cuál es la naturaleza de la Gran Mancha Roja de Júpiter?

13. ¿Por qué son tan famosos los satélites galileanos de Júpiter?

14. ¿Cuál es la característica distintiva del satélite Io de Júpiter?

15. ¿Por qué se piensa que los cuatro satélites *exteriores* de Júpiter han sido capturados?

16. ¿En qué se parecen Júpiter y Saturno?

17. ¿Qué dos papeles representan las lunas de los anillos en la naturaleza de los sistemas de anulares planetarios?

18. ¿En qué se parecen el satélite de Saturno Titán y el de Neptuno Tritón?

19. ¿Qué tres cuerpos del Sistema Solar exhiben actividad volcánica?

20. ¿Dónde se encuentra la mayor parte de asteroides?

21. ¿Qué cree usted que ocurriría si la Tierra atravesara la cola de un cometa?

22. ¿Dónde se cree que reside la mayor parte de los cometas? ¿Qué acaba ocurriendo con los cometas que orbitan cerca del Sol?

23. Compare meteoros y meteoritos.

24. ¿Cuáles son las tres principales fuentes de meteoritos?

25. ¿Por qué los cráteres de meteoritos son más comunes en la Luna que en la Tierra, aun cuando la Luna sea un blanco mucho menor?

26. Se ha calculado que el cometa Halley tiene una masa de 100.000 millones de toneladas. Además, se calcula que este cometa pierde 100 millones de toneladas de material durante los pocos meses que su órbita se acerca al Sol. Con un período orbital de 76 años, ¿qué vida máxima le queda al cometa Halley?

Términos fundamentales

meteorito rocoso
asteroide
cabellera
cinturón de Kuiper
cometa
lluvia de meteoros
maria
meteorito
meteoro
nube de Oort
planeta exterior
planeta interior
planeta joviano
planeta terrestre
regolito lunar
meteorito ferroso
siderolito
velocidad de escape

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite **http://www.librosite.net/tarbuck** y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra*, *octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

http://www.librosite.net/tarbuck

APÉNDICE A

Comparación entre unidades métricas y británicas

Unidades

1 kilómetro (km)	=	1.000 metros (m)
1 metro (m)	=	100 centímetros (cm)
1 centímetro (cm)	=	0,39 pulgadas (in)
1 milla (mi)	=	5.280 pies (ft)
1 pie (ft)	=	12 pulgadas (in)
1 pulgada (in)	=	2,54 centímetros (cm)
1 milla cuadrada (mi^2)	=	640 acres (a)
1 kilogramo (kg)	=	1.000 gramos (g)
1 libra (lb)	=	16 onzas (oz)
1 braza	=	6 pies (ft)

Conversiones

Cuando quiera convertir:	multiplique por:	para obtener:
Longitud		
pulgadas	2,54	centímetros
centímetros	0,39	pulgadas
pies	0,30	metros
metros	3,28	pies
yardas	0,91	metros
metros	1,09	yardas
millas	1,61	kilómetros
kilómetros	0,62	millas
Área		
pulgadas cuadradas	6,45	centímetros cuadrados
centímetros cuadrados	0,15	pulgadas cuadradas
pies cuadrados	0,09	metros cuadrados
metros cuadrados	10,76	pies cuadrados
millas cuadradas	2,59	kilómetros cuadrados
kilómetros cuadrados	0,39	millas cuadradas
Volumen		
pulgadas cúbicas	16,38	centímetros cúbicos
centímetros cúbicos	0,06	pulgadas cúbicas
pies cúbicos	0,028	metros cúbicos
metros cúbicos	35,3	pies cúbicos
millas cúbicas	4,17	kilómetros cúbicos
kilómetros cúbicos	0,24	millas cúbicas
litros	1,06	cuarto de galón
litros	0,26	Galones
galones	3,78	Litros
Masas y pesos		
onzas	28,35	gramos
gramos	0,035	onzas
libras	0,45	kilogramos
kilogramos	2,205	libras

Temperatura

Cuando quiera convertir grados Fahrenheit (°F) a grados Celsius (°C), reste 32 grados y divida por 1,8.

Cuando quiera convertir grados Celsius (°C) a grados Fahrenheit (°F), multiplique por 1,8 y sume 32 grados.

Cuando quiera convertir grados Celsius (°C) a Kelvins (K), elimine el símbolo de grado y sume 273. Cuando quiera convertir Kelvins (K) a grados Celsius (°C), añada el símbolo de grado y reste 273.

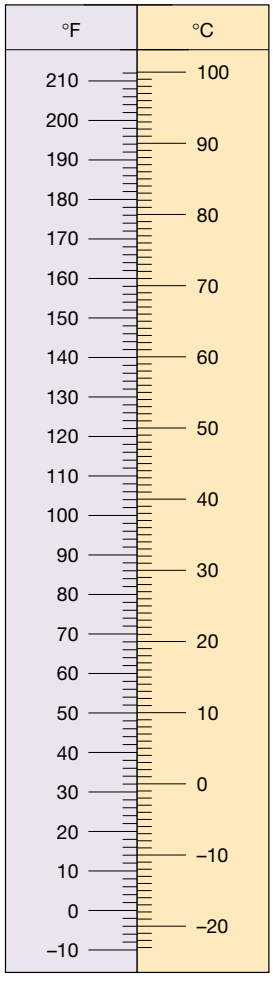


Figura A.1 Comparación entre las escalas de temperatura Fahrenheit y Celsius.

Glosario

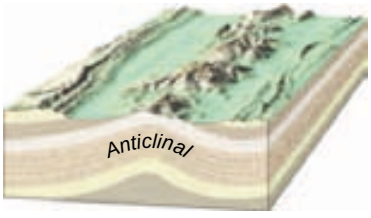
Abanico aluvial (alluvial fan) Depósito de sedimentos en forma de abanico que se crea cuando la pendiente de una corriente fluvial disminuye abruptamente.



Abanico submarino (deep-sea fan) Depósito en forma de abanico en la base del talud continental. El sedimento es transportado hasta el abanico por las corrientes de turbidez que discurren por los cañones submarinos.
Ablación (ablation) Término general para describir la pérdida de hielo y nieve de un glaciar.
Abrasión (abrasion) disgregación y lijado de una superficie rocosa por la fricción y el impacto de las partículas de roca transportadas por el agua, el viento y el hielo.
Acanaladuras (rills) Diminutos cauces que se desarrollan por corrientes no confinadas.
Acantilado litoral (wave-cut cliff) Farallón orientado hacia el mar a lo largo de una línea de costa empinada formado por la erosión de las olas en su base y por procesos gravitacionales.
Acuicludo (aquitard) Capa impermeable que obstaculiza o impide el movimiento del agua subterránea.
Acuífero (aquifer) Roca o sedimento a través del cual el agua subterránea se mueve con facilidad.
Afluente yazoo (yazoo tributary) Afluente que fluye paralelo a la corriente principal por la existencia de un dique natural.

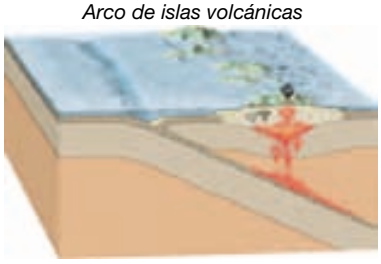


Agua subterránea (groundwater) Agua en la zona de saturación.
Alimentación de playa (beach nourishment) Proceso en el cual se añaden grandes cantidades de arena al sistema de la playa para compensar las pérdidas causadas por la erosión de las olas. La formación de playas mar adentro mejora la calidad de la playa y la protección contra las tormentas.
Altura de onda (wave height) Distancia vertical entre el valle y la cresta de una ola.
Aluvión (alluvium) Sedimento no consolidado depositado por un río.
Ambiente deposicional (environment of deposition) Lugar geográfico donde se acumulan los sedimentos. Cada lugar se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales.
Ambiente sedimentario (sedimentary environment) Véase *ambiente deposicional.*
Ángulo de reposo (angle of repose) Ángulo límite a partir del cual el material suelto rueda pendiente abajo.
Anticlinal (anticline) Pliegue de estratos sedimentarios que recuerda a un arco.

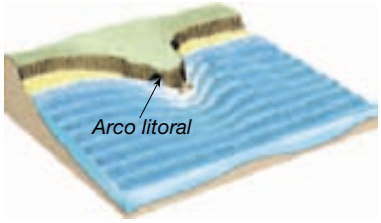


Antracita (anthracite) Forma dura y metamórfica del carbón que se quema limpiamente y produce calor.

Arco de islas volcánicas (volcanic island arc) Cadena de islas volcánicas, en general situadas a unos pocos centenares de kilómetros de una fosa en la que hay subducción activa de una placa oceánica por debajo de otra.
Arco insular (island arc) Véase *Arco de islas volcánicas.*

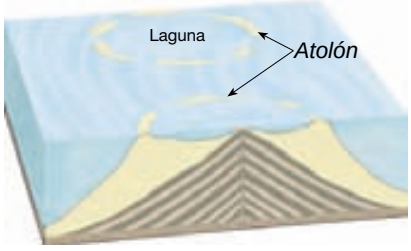


Arco litoral (sea arch) Arco formado por la erosión de las olas cuando excava en los lados opuestos de un frente de tierra.



Arco volcánico continental (continental volcanic arc) Montañas formadas en parte por la actividad ígnea asociada con la subducción de la litosfera oceánica por debajo de un continente. Son ejemplos los Andes y la cordillera Cascade.
Arcosa (arkose) Arenisca rica en feldespato.
Arista (arête) Cresta estrecha en forma de cuchillo que separa dos valles glaciares adyacentes.
Arranque (plucking) Proceso por medio del cual fragmentos de las rocas subyacentes son transportadas fuera de su lugar por un glaciar.
Arrastre (surf) Término colectivo para designar los rompientes; también para

designar la actividad de las olas en el área comprendida entre la línea de costa y el límite externo de los rompientes.
Arrecife de coral (coral reef) Estructura formada en un ambiente oceánico cálido, somero e iluminado por el Sol que está formado principalmente por los restos ricos en calcio de los corales, así como por las secreciones calizas de las algas y las partes duras de muchos otros pequeños organismos.
Asimilación (assimilation) En la actividad ígnea, proceso de incorporación de roca caja en un cuerpo magmático.
Astenosfera (asthenosphere) Subdivisión del manto situado debajo de la litosfera. Esta zona de material dúctil se encuentra a una profundidad de unos 100 kilómetros y en algunas regiones se extiende hasta los 700 kilómetros. Las rocas que hay dentro de esta zona se deforman con facilidad.
Asteroide (asteroid) Uno de los millares de pequeños cuerpos planetarios, cuyo tamaño oscila entre unos cuantos centenares de kilómetros y menos de un kilómetro de diámetro. Las órbitas de la mayoría de los asteroides se encuentran entre las de Marte y Júpiter.
Atmósfera (atmosphere) Porción gaseosa de un planeta, el envoltorio de aire del planeta. Una de las subdivisiones tradicionales del ambiente físico terrestre.
Atolón (atoll) Arrecife con forma de anillo casi continuo que rodea una laguna central.



Átomo (atom) La menor partícula que existe como elemento.
Aureola metamórfica (aureole) Zona o halo metamórfico situado en la roca encajante que rodea a una intrusión ígnea.
Avalancha de rocas (rock avalanche) Movimiento muy rápido de rocas y detritos pendiente abajo. Estos movimientos rápidos pueden ser ayudados por una capa de aire atrapado debajo de los detritos, y se sabe que han alcanzado velocidades que superan los 200 kilómetros por hora.
Bajada (bajada) Franja de sedimentos a lo largo de un frente de montaña creado por la coalescencia de abanicos aluviales.
Balance glacial (glacial budget) Equilibrio, o falta de equilibrio, entre la formación de hielo en el extremo superior de un glaciar y la pérdida de hielo en la zona de ablación.
Bandeado gnéisico (gneissic texture) Textura de rocas metamórficas en la que los silicatos oscuros y claros están separados, dando a la roca un aspecto bandeado.
Barján (barchan dune) Duna de arena independiente con forma de cuarto creciente cuyas puntas señalan en la dirección del viento.



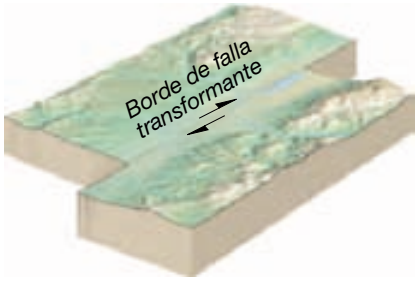
Barra (bar) Término común para los depósitos de arena y grava en el cauce de un río.
Barra de bahía (baymouth bar) Barra de arena que atraviesa completamente una bahía, aislándola del cuerpo principal de agua.



Barra de meandro (point bar) Acumulación de arena y grava en forma de cuarto creciente depositada en el interior de un meandro.

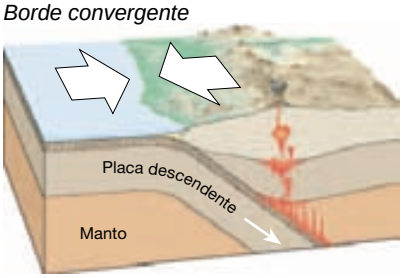


Basalto (basalt) Roca ígnea de grano fino y composición máfica.
Batimetría (bathymetry) Medición de las profundidades oceánicas y cartografiado de la topografía del fondo oceánico.
Batolito (batholith) Gran masa de rocas ígneas que se formó cuando el magma se emplazó en profundidad, cristalizó y posteriormente quedó expuesto como consecuencia de la erosión.
Berma (berm) Zona seca con una ligera inclinación en la playa alta, al pie de los acantilados litorales o las dunas.
Bioquímico (biochemical) Tipo de sedimento químico que se forma cuando sales disueltas en el agua precipitan por la acción de organismos. Los caparazones son ejemplos comunes.
Biosfera (biosphere) Totalidad de las formas de vida que hay sobre la Tierra.
Bloque errático (glacial erratic) Bloque transportado por el hielo que no proviene del lecho rocoso próximo a su posición actual.
Bomba volcánica (volcanic bomb) Fragmento piroclástico y aerodinámico expulsado desde un volcán mientras está todavía semifundido.
Borde continental activo (active continental margin) Habitualmente estrecho y formado por sedimentos muy deformados. Este tipo de bordes se encuentran donde la litosfera oceánica subduce por debajo del borde de un continente.
Borde de falla transformante (transform fault boundary) Borde en el cual dos placas se deslizan una con respecto a la otra sin crear ni destruir litosfera.

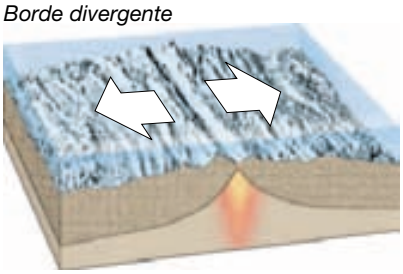


Borde de placa convergente (convergent plate boundary) Borde en el cual dos placas se juntan, haciendo que una de las placas de la litosfera sea empujada por debajo de una placa suprayacente y acabe siendo reabsorbida

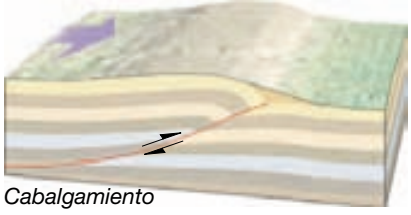
en el manto. También puede implicar la colisión de dos placas continentales para crear un sistema montañoso.



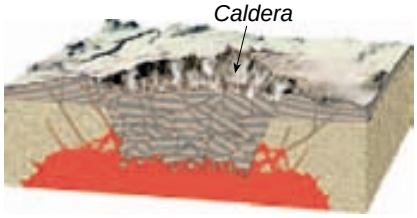
Borde de placa divergente (divergent plate boundary) Borde en el cual dos placas se separan, lo que motiva el ascenso de material desde el manto para crear nuevo suelo oceánico.



Brecha (breccia) Roca sedimentaria compuesta de fragmentos angulosos.
Brecha lunar (lunar breccia) Roca lunar formada cuando los fragmentos angulosos y el polvo se funden por el calor generado como consecuencia del impacto de un meteorito.
Brillo (luster) Aspecto o calidad de la luz reflejada en la superficie de un mineral.
Buzamiento (dip) Ángulo de inclinación de una capa de roca o una falla medido desde la horizontal. La dirección de buzamiento se determina en ángulo recto con la dirección de la capa.
Cabalgamiento (thrust fault) Falla inversa de ángulo pequeño.

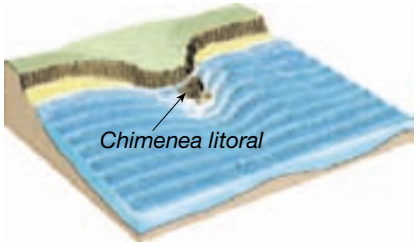


Cabecera (head) Principio o zona de origen de una corriente.
Cabellera (coma) Componente gaseoso y borroso de la cabeza de un cometa.
Caldera (caldera) Gran depresión normalmente causada por hundimiento de una cámara magmática.



Caliche (caliche) Capa dura, rica en carbonato cálcico, que se forma debajo del horizonte *B* en los suelos de las regiones áridas.
Campo de nieve (snowfield) Área donde la nieve persiste durante todo el año.
Cañón submarino (submarine canyon) Extensión en dirección al mar de un valle que fue cortado en la plataforma continental durante una época en la que el nivel del mar era inferior, o un cañón excavado en la plataforma continental externa, talud y elevación continental por las corrientes de turbidez.
Capa (bed) Véase *estratos*.
Capa activa (active layer) Zona situada por encima del permafrost que se derrite en verano y se vuelve a helar en invierno.
Capa D (D″ layer) Región situada en los primeros 200 kilómetros del manto en la que las ondas P experimentan un enorme descenso de la velocidad.
Capacidad (capacity) Cantidad total de sedimento que una corriente de agua es capaz de transportar.
Capacidad de infiltración (infiltration capacity) Velocidad máxima a la cual el suelo puede absorber el agua.
Capas concordantes (conformable layers) Capas paralelas de roca que se depositaron sin interrupción.
Capas de base (bottomset bed) Capa de sedimento fino depositada más allá del borde de avance de un delta y luego enterrada por el continuo crecimiento del delta.
Capas de techo (topset bed) Capas sedimentarias esencialmente horizontales depositadas en la parte superior de un delta durante una crecida.
Capas frontales (foreset bed) Capa inclinada depositada a lo largo del frente de un delta.
Captura (stream piracy) Desviación del cauce de una corriente de agua como resultado de la erosión remontante de otra corriente.
Cara de deslizamiento (slip face) Superficie empinada y a sotavento de una duna de arena que mantiene una pendiente de unos 34 grados.
Carbón bituminoso (bituminous coal) La forma más común de carbón, a menudo denominada carbón negro blando.
Carga de fondo (bed load) Sedimento desplazado a lo largo del fondo de un río por movimiento del agua, o partículas desplazadas a lo largo de la superficie del suelo por el viento.
Carga disuelta (dissolved load) Porción de la carga de una corriente de agua transportada en solución.
Carga en suspensión (suspended load) Sedimento fino transportado dentro de un cuerpo de agua o aire que fluye.
Casquete polar (ice cap) Masa de hielo glaciar que cubre una tierra elevada o una meseta y se expande desde allí en sentido radial.
Catarata (waterfall) Salto abrupto en el cauce de una corriente de agua que hace que el agua caiga a un nivel inferior.
Catastrofismo (catastrophism) Hipótesis que propone que la tierra se modeló mediante acontecimientos catastróficos de naturaleza breve.
Caudal (discharge) Cantidad de agua de una corriente que atraviesa un punto dado en un período concreto.
Caverna (cavern) Cámara subterránea formada naturalmente o conjunto de cámaras producidas la mayor parte de las veces por disolución de calizas.
Cementación (cementation) Una de las formas mediante las cuales se litifican las rocas sedimentarias. Conforme el material precipita del agua que se infiltra a través del sedimento, los poros se van rellenando y los constituyentes se reúnen en una masa sólida.
Centro de expansión (spreading center) Véase *borde de placa divergente*.
Chimenea (pipe) Conducto vertical a través del cual han pasado los materiales magmáticos.
Chimenea (tronera) (vent) Abertura en la superficie de un conducto o una chimenea.

Chimenea litoral (sea stack) Masa aislada de roca situada justo al lado de la costa, producida por la erosión de las olas de un promontorio.



Ciclo de las rocas (rock cycle) Modelo que ilustra el origen de los tres tipos básicos de rocas y la interrelación de los materiales y los procesos de la Tierra.

Ciclo de Wilson (Wilson cycle) Véase *ciclo del supercontinente*.

Ciclo del supercontinente (supercontinent cycle) Idea de que la fracturación y dispersión de un supercontinente va seguida por un largo período durante el cual los fragmentos se reúnen de manera gradual en un nuevo supercontinente.

Ciclo hidrológico (hydrologic cycle) Circulación indefinida del agua en la Tierra. El ciclo es impulsado por la energía del Sol y se caracteriza por intercambios continuos de agua entre los océanos, la atmósfera y los continentes.

Ciénaga (backswamp) Zona mal drenada en una llanura de inundación que aparece cuando hay diques naturales.

Cinturón de humedad del suelo (belt of soil moisture) Zona en la cual el agua se conserva como una película sobre la superficie de las partículas del suelo y puede ser utilizada por las plantas o retirada por evaporación. La parte más alta de la zona de aireación.

Cinturón de Kuiper (Kuiper belt) Región fuera de la órbita de Neptuno donde se cree que se origina la mayoría de los cometas de período corto.

Cinturones de pliegues y cabalgamientos (fold-and-thrust belts) Regiones en el interior de los sistemas montañosos formadas por compresión en las que grandes áreas se han acortado o han engrosado por medio de pliegues y fallas, como por ejemplo la provincia Valley and Ridge de los Apalaches.

Circo glaciar (cirque) Cuenca en forma de anfiteatro situada en la cabecera de un valle glaciar, producida por la erosión del hielo.

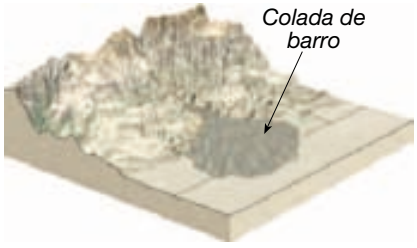
Cizalla (shear) Par de fuerzas que hacen que dos partes adyacentes de un cuerpo se deslicen una con respecto a la otra.

Clima seco (dry climate) Clima en el cual la precipitación anual es menor que la pérdida potencial de agua por evaporación.

Col o collado (col) Paso entre valles montañosos.

Colada aa (aa flow) Tipo de colada de lava que tiene una superficie dentada formada por bloques irregulares.

Colada de barro (mudflow) Véase *flujo de derrubios*.



Colada de bloques (block lava) Colada con una superficie de bloques angulares asociada con materiales con composiciones andesítica y riolítica.

Colada piroclástico (pyroclastic flow) Mezcla muy caliente, en gran medida de cenizas y fragmentos de pumita, que descienden por los flancos de un volcán o a lo largo de la superficie del terreno.

Coladas basálticas (flood basalts) Torrentes de lava basáltica que surgen de numerosas grietas o fisuras, frecuentemente cubren amplias áreas con potencias de centenares de metros.

Colapso gravitacional (gravitational collapse) Subsidencia gradual de las montañas causada por la expansión del material dúctil situado en la profundidad de estas estructuras.

Color Fenómeno de la luz por medio del cual pueden diferenciarse objetos por lo demás idénticos.

Color de la raya (streak) Color de un mineral en forma de polvo.

Columna (column) Estructura kárstica que se forma cuando se unen una estalactita y una estalagmita.

Columna de erupción (eruption column) Columna de gases calientes llenos de cenizas que pueden extenderse millares de metros en la atmósfera.

Combustible fósil (fossil fuel) Término general para designar cualquier hidrocarburo que pueda utilizarse como combustible, entre ellos el carbón, el petróleo, el gas natural, arenas asfálticas y lutitas bituminosas.

Cometa (comet) Pequeño cuerpo que generalmente gira alrededor del Sol siguiendo una órbita elíptica muy alargada.

Compactación (compaction) Tipo de litificación en la cual el peso del material suprayacente comprime los sedimentos enterrados a mayor profundidad. Es más importante en las rocas sedimentarias de grano fino como la lutita.

Compensación isostática (isostatic adjustment) Movimiento de la litosfera cuando se añade o elimina peso. Cuando se añade peso, la litosfera responderá mediante subsidencia y cuando el peso se elimina habrá levantamiento.

Competencia (competence) Tamaño de los granos más grandes que una corriente de agua puede transportar; factor dependiente de la velocidad.

Complejo de diques en capas (sheeted dike complex) Gran agrupamiento de diques casi paralelos.

Complejo ofiolítico (ophiolite complex) Secuencia de rocas que constituyen la corteza oceánica. La secuencia con tres unidades consiste en una capa superior de basaltos almohadillados, una zona intermedia de diques y una capa inferior de gabros.

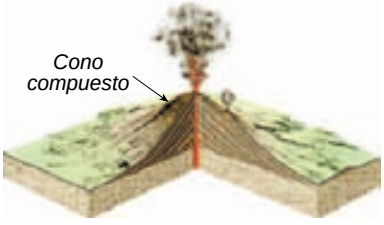
Composición andesítica (andesitic composition) Véase *composición intermedia*.

Composición basáltica (basaltic composition) Grupo composicional de rocas ígneas que indica que la roca contiene una cantidad sustancial de silicatos oscuros y plagioclasas ricas en calcio.

Composición félsica (felsic composition) Véase *composición granítica*.

Composición granítica (granitic composition) Grupo composicional de rocas ígneas que indica que la roca está compuesta casi en su totalidad por silicatos claros.

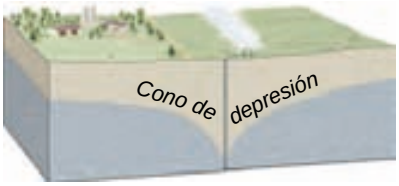
Composición intermedia (intermediate composition) Grupo composicional de rocas ígneas, que indica que la roca contiene al menos un 25 por ciento de silicatos oscuros. El otro mineral dominante es la plagioclasa.
Composición máfica (mafic composition) Véase *composición basáltica.*
Composición ultramáfica (ultramafic composition) Grupo composicional de rocas ígneas que contiene, principalmente, olivino y piroxeno.
Compuesto (compound) Sustancia formada por la combinación química de dos o más elementos en proporciones definidas que normalmente tiene propiedades diferentes a los elementos constituyentes.
Concordante (concordant) Término utilizado para describir masas ígneas intrusivas que se disponen paralelas a la estratificación de la roca encajante.
Conducción (conduction) Transferencia de calor a través de la materia por la actividad molecular.
Conductividad hidráulica (hydraulic conductivity) Factor relacionado con el flujo de aguas subterráneas; es un coeficiente que tiene en cuenta la permeabilidad del acuífero y la viscosidad del fluido.
Conducto (conduit) Abertura en forma de tubo a través de la cual el magma asciende hacia la superficie terrestre. Termina en una abertura superficial denominada chimenea.
Conglomerado (conglomerate) Roca sedimentaria compuesta de granos redondeados del tamaño de la grava.
Cono compuesto (composite cone) Volcán constituido a la vez por coladas de lava y por material piroclástico.



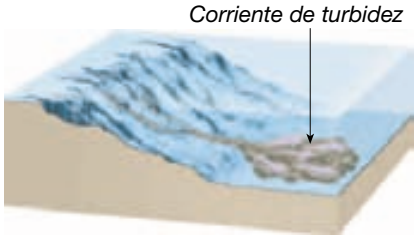
Cono de cenizas (cinder cone) Pequeño volcán formado fundamentalmente por fragmentos de lava expulsados que están compuestos en su mayor parte de *lapilli* del tamaño de un guisante a una nuez.



Cono de depresión (cone of depression) Depresión en forma de cono del nivel freático que aparece alrededor de un pozo o de un sondeo.



Cono de escorias (scoria cone) Véase *cono de cenizas.*
Cono parásito (parasitic cone) Cono volcánico que se forma en el flanco de un volcán mayor.
Convección (convection) Transferencia de calor mediante el movimiento o la circulación de una sustancia.
Correlación (correlation) Establecimiento de la equivalencia de rocas de edad similar en áreas diferentes.
Corriente anastomosada (braided stream) Curso de agua que consiste en numerosos canales interconectados.
Corriente antecedente (antecedent stream) Corriente de agua que continuó erosionando y manteniendo su trayectoria original cuando un área situada a lo largo de su curso se fue levantando como consecuencia de una falla o de un plegamiento.
Corriente de agua (stream) Término general para indicar el flujo de agua dentro de cualquier cauce natural. Por tanto, un pequeño arroyo y un gran río son ambos corrientes de agua.
Corriente de agua efímera (ephemeral stream) Cauce que suele estar seco porque sólo lleva agua en respuesta a episodios de lluvia. Casi todas las corrientes de agua del desierto son de este tipo.
Corriente de turbidez (turbidity current) Densa masa de agua cargada de sedimentos creada cuando se ponen en suspensión la arena y el lodo removilizado de la plataforma y el talud continental.

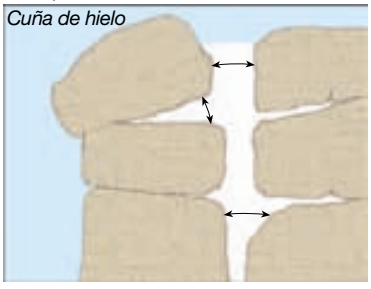


Corriente en equilibrio (graded stream) Corriente que tiene las características de canalización correctas para mantener exactamente la velocidad necesaria para el transporte de material de que es abastecida.
Corriente exótica (exotic stream) Corriente permanente que atraviesa un desierto y tiene su origen en áreas bien irrigadas situadas fuera del desierto.
Corriente litoral (longshore current) Corriente próxima a la costa que fluye en paralelo a ella.
Corriente mareal (tidal current) Movimiento horizontal alterno del agua asociado con la subida y la bajada de la marea.
Corriente sobreimpuesta (superposed stream) Corriente que atraviesa estructuras tectónicas en su recorrido. La corriente estableció su curso en capas uniformes a un nivel más alto con independencia de las estructuras subyacentes y posteriormente las erosionó.
Corteza (crust) La delgada capa externa de la Tierra sólida.
Costa (coast) Franja de tierra que se extiende tierra adentro desde la orilla hasta donde pueden encontrarse estructuras relacionadas con el océano.
Costa de emersión (emergent coast) Costa donde la tierra, previamente situada debajo del nivel del mar, ha quedado expuesta por levantamiento de la corteza o por una disminución del nivel del mar, o por ambas cosas.
Costa de inmersión (submergent coast) Costa cuya forma es en gran medida consecuencia del hundimiento parcial de una superficie anterior debida a una elevación del nivel del mar o a la subsidencia de la corteza, o a ambas cosas.
Cráter (crater) Depresión en la cima de un volcán, o depresión producida por el impacto de un meteorito.

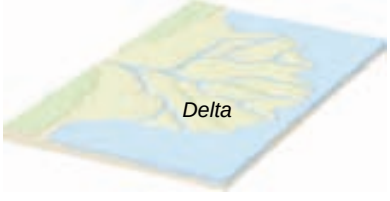
Cratón (craton) Parte de la corteza continental que ha alcanzado la estabilidad; es decir, no ha sido afectada por actividad tectónica significativa durante el eón Fanerozoico.
Cristal (crystal) Disposición ordenada de los átomos.
Cristalización (crystallization) La formación y crecimiento de un sólido cristalino a partir de un líquido o un gas.
Cuenca de antearco (forearc basin) Región situada entre un arco volcánico y un prisma de acreción en la que suelen acumularse sedimentos marinos de aguas someras.
Cuenca de drenaje (drainage basin) Superficie donde se recoge el agua drenada por una corriente de agua.
Cuenca de trasarco (backarc basin) Cuenca que se forma detrás de un arco volcánico lejos de la fosa.
Cuenca estructural o cubeta (basin) Gran estructura en la que las capas buzan hacia el interior.



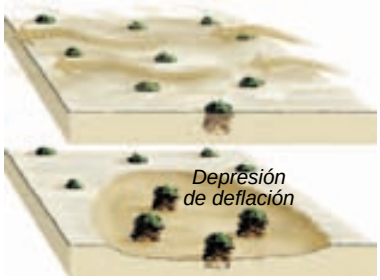
Cuenca oceánica profunda (deep-ocean basin) La porción del suelo oceánico que se encuentra entre el margen continental y el sistema de dorsales oceánicas. Esta región comprende casi el 30 por ciento de la superficie terrestre.
Cuña de hielo (frost wedging) Ruptura mecánica de la roca causada por la expansión del agua congelada en grietas y hendiduras.



Datación con carbono radiactivo (carbono-14) (radiocarbon (carbon-14) dating) El isótopo radiactivo del carbono se produce continuamente en la atmósfera y se utiliza en la datación de acontecimientos del pasado geológico muy reciente (las últimas decenas de miles de años).
Datación radiométrica (radiometric dating) Procedimiento de cálculo de la edad absoluta de las rocas y de los minerales que contienen ciertos isótopos radiactivos.
Datación relativa (relative dating) Ordenación de las rocas y de las estructuras geológicas según una secuencia u orden adecuado. Sólo se determina el orden cronológico de los acontecimientos.
Deflación (deflation) Levantamiento y eliminación de material suelto por el viento.
Deformación (deformation) Término general para describir los procesos de plegamiento, fracturación, cizallamiento, compresión o extensión de las rocas como consecuencia de la actuación de fuerzas naturales.
Deformación (strain) Cambio irreversible en la forma y el tamaño de un cuerpo de roca provocado por el esfuerzo.
Deformación dúctil (ductile deformation) Proceso en estado sólido que produce un cambio en el tamaño y la forma de un cuerpo rocoso sin fracturarlo. Tiene lugar a profundidades en las que las temperaturas y las presiones de confinamiento son elevadas.
Deformación frágil (brittle failure) Pérdida de resistencia de un material, normalmente en forma de fracturación súbita.
Delta (delta) Acumulación de sedimentos formada cuando una corriente de agua desemboca en un lago o en un océano.

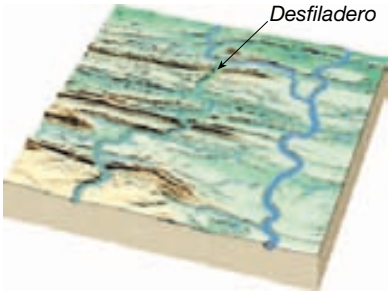


Delta mareal (tidal delta) Estructura similar a un delta pero producida cuando una corriente mareal de movimiento rápido sale de una ensenada estrecha y se ralentiza, depositando su carga de sedimentos.
Densidad (density) Masa por unidad de volumen de un material concreto.
Depósito diseminado (disseminated deposit) Cualquier depósito mineral de interés económico en el cual el mineral se encuentra en forma de partículas dispersas en la roca, pero en cantidad suficiente para hacer del depósito una mena.
Depósito filoniano (vein deposit) Mineral que llena una fractura o una falla en una roca encajante. Estos depósitos tienen una forma tabular o laminar.
Depósitos de contacto con el hielo (ice-contact deposit) Acumulación estratificada de derrubios depositados en contacto con una masa de hielo que lo soporta.
Depresión de deflación (blowout) Depresión excavada por el viento en materiales fáciles de erosionar.

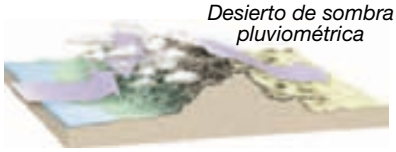


Depresiones glaciares (kettle holes) Depresiones creadas cuando bloques de hielo alojados en depósitos glaciares se funden.
Deriva continental (continental drift) Hipótesis, atribuida en gran medida a Alfred Wegener, según la cual todos los continentes actuales estuvieron agrupados en el pasado como un único supercontinente. Después, hace unos 200 millones de años, el supercontinente empezó a romperse en continentes menores, los cuales fueron «derivando» hasta sus posiciones actuales.
Deriva litoral o de playa (beach drift) Transporte de sedimentos que sigue un modelo en zigzag a lo largo de una playa causado por la súbita elevación del agua de las olas que rompen oblicuamente.
Derrubios estratificados (stratified drift) Sedimentos depositados por el aguanieve glaciar.
Derrubios glaciares (glacial drift) Término general para los sedimentos de origen glaciar, con independencia de cómo, dónde o en qué forma se depositaron.
Desalinización (desalination) La extracción de las sales y otros productos químicos del agua marina.

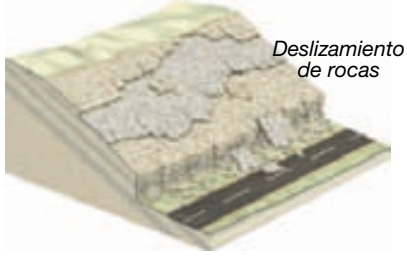
Descenso de nivel (drawdown) Diferencia de altura entre el fondo de un cono de depresión y la altura original de la capa freática.
Desembocadura (mouth) El lugar corriente abajo donde un río se vacía en otra corriente o cuerpo de agua.
Desfiladero (wind gap) Barranco abandonado. Estas gargantas son una consecuencia típica de la captura de ríos.



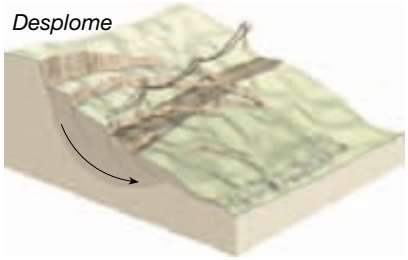
Desierto (desert) Uno de los dos tipos de clima seco; el más árido de los climas secos.
Desierto de sombra pluviométrica (rainshadow desert) Área seca situada en el lado de sotavento de una cordillera montañosa. Muchos desiertos de latitudes medias son de este tipo.



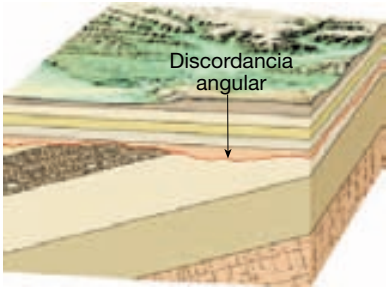
Deslizamiento (slide) Movimiento común en los procesos gravitacionales. El material que se mueve pendiente abajo permanece como una unidad y se mueve a lo largo de una superficie bien definida.
Deslizamiento basal (basal slip) Mecanismo del movimiento glaciar en el cual la masa de hielo se desliza sobre la superficie que tiene debajo.
Deslizamiento de derrubios (debris slide) Véase *deslizamiento de rocas.*
Deslizamiento de rocas (rockslide) El rápido deslizamiento de una masa de rocas pendiente abajo a lo largo de los planos de debilidad.



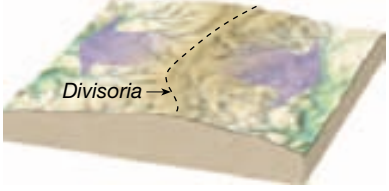
Desmembramiento glaciar (calving) Merma de un glaciar que se produce cuando grandes trozos de hielo se rompen en el agua.
Desplome (slump) Deslizamiento y hundimiento de una masa de roca o material no consolidado que se mueve como una unidad a lo largo de una superficie curva en una ladera.



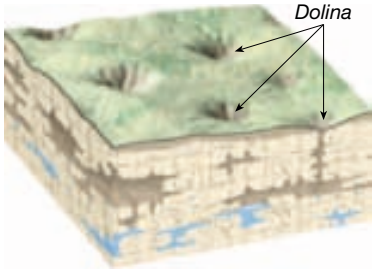
Desprendimiento (fall) Tipo de movimiento común a los procesos gravitacionales que se refiere a la caída libre de fragmentos sueltos de cualquier tamaño.
Diaclasa (joint) Fractura en la roca a lo largo de la cual no ha habido movimiento.
Diaclasa columnar (columnar joints) Diaclasas que se forman durante el enfriamiento de una roca fundida, definiendo columnas.
Diagénesis (diagenesis) Término colectivo para todos los cambios químicos, físicos y biológicos que se producen después de que los sedimentos se depositen y durante y después de la litificación.
Diferenciación magmática (magmatic differentiation) Proceso de generación de más de un tipo de roca a partir de un magma único.
Dique (dike) Intrusión ígnea de forma tabular que atraviesa la roca encajante.
Dique (seawall) Barrera construida para evitar que las olas alcancen el área situada detrás del muro. Su propósito es proteger los bienes de la fuerza de las olas.
Dique natural (natural levee) Forma del terreno elevada compuesta de aluvión situada en paralelo a alguna corriente y que actúa para confinar sus aguas, excepto durante las inundaciones.
Dirección (strike) Rumbo, determinado con una brújula, de la línea de intersección entre un estrato o una falla que buza y una superficie horizontal. La dirección es siempre perpendicular a la dirección de buzamiento.
Discontinuidad (discontinuity) Cambio súbito con la profundidad de una o más de las propiedades físicas de los materiales que componen el interior de la Tierra. Límite entre dos materiales diferentes del interior de la Tierra, según se ha determinado por el comportamiento de las ondas sísmicas.
Discontinuidad de Mohorovicic (Moho) (Mohorovicic discontinuity) Límite que separa la corteza y el manto, discernible por un aumento de la velocidad de las ondas sísmicas.
Discontinuidad estratigráfica (unconformity) Superficie que representa una ruptura en el registro estratigráfico, causada por erosión y ausencia de deposición.
Discordancia angular (angular unconformity) Discontinuidad estratigráfica en la cual los estratos más antiguos tienen una inclinación distinta con respecto a los estratos más jóvenes.



Discordante (discordant) Término utilizado para describir plutones que cortan las estructuras de la roca caja, como los planos de estratificación.
Disolución (dissolution) Forma común de meteorización química; es el proceso de disolver en una solución homogénea, como cuando una solución acidificada disuelve la caliza.
Distribuidor (distributary) Corriente de agua que abandona el flujo principal.
División de Cassini (Cassini gap) Ancha separación del sistema de anillos de Saturno entre el anillo *A* y el anillo *B*.
Divisoria (divide) Línea imaginaria que separa dos cuencas de drenaje; a menudo se encuentran a lo largo de una cordillera.

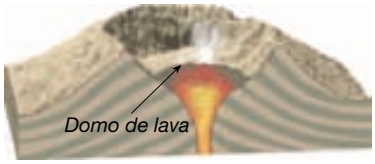


Dolina (sinkhole) Depresión producida en una región donde las rocas solubles han sido disueltas por el agua subterránea.



Domo de exfoliación (exfoliation dome) Gran estructura en forma de domo, normalmente desarrollada sobre granitos, y formada por diaclasas.

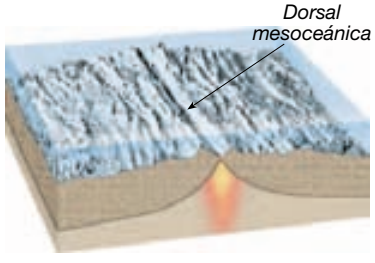
Domo de lava (lava dome) Masa bulbosa asociada con un volcán antiguo, producida cuando se produce la extrusión de lavas muy densas en la chimenea. Los domos de lava pueden actuar como tapones para desviar las subsiguientes erupciones gaseosas.



Domo estructural (dome) Estructura con forma de pliegue convexo (anticlinal) aproximadamente circular.



Dorsal mesoceánica (mid-ocean ridge) Dorsal montañosa alargada situada sobre el fondo de las principales cuencas oceánicas, cuya anchura varía entre 500 y 5.000 kilómetros. Las hendiduras situadas en las crestas de estas dorsales representan los bordes de placas divergentes.



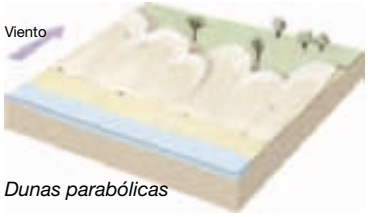
Dorsal oceánica (ocean ridge) Véase *dorsal mesoceánica*.

Drumlin Colina simétrica alineada con la dirección de flujo glaciar. El lado abrupto de la colina da a la dirección desde la cual el hielo avanzó.

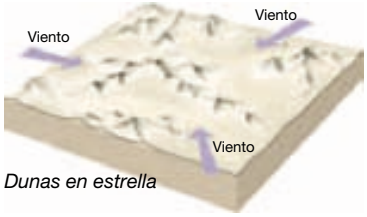
Duna (dune) Colina o loma de arena depositada por el viento.

Duna barjanoide (barchanoid dune) Dunas que forman hileras festoneadas de arena orientada según ángulos rectos con respecto al viento. Esta forma es intermedia entre los barjanes y las extensas ondulaciones de las dunas transversas.

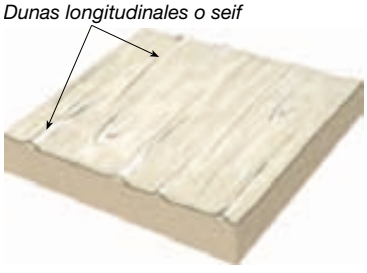
Duna parabólica (parabolic dune) Duna arenosa similar en forma al barján excepto en que sus extremos apuntan en dirección contraria a la que sopla el viento. Estas dunas se forman a menudo a lo largo de las costas que tienen fuertes vientos que soplan en dirección a la costa, abundante arena y vegetación que parcialmente cubre la arena.



Dunas en estrella (star dune) Colina aislada de arena que exhibe una forma compleja y se desarrolla donde las direcciones del viento son variables.



Dunas longitudinales o seif (longitudinal dunes) Largas lomas de arena orientadas en paralelo a la dirección predominante del viento; estas dunas se forman en los lugares donde el suministro de arena es limitado (véase ilustración).



Dunas transversas (transverse dunes) Serie de largas lomas orientadas en ángulos rectos con respecto al viento predominante; estas dunas se forman donde la vegetación es dispersa y la arena es muy abundante.

Dureza (hardness) Resistencia de un mineral a la abrasión y el rayado.

Ecosonda (echo sounder) Instrumento utilizado para determinar la profundidad del agua. Mide el intervalo transcurrido entre la emisión de una señal de sonido y la vuelta de su eco desde el fondo.

Efecto invernadero (greenhouse effect) Dióxido de carbono y vapor de agua de la atmósfera de un planeta que absorben y vuelven a emitir radiación en longitudes de onda infrarroja, atrapando de manera eficaz la energía solar y elevando la temperatura.

Efluente (gaining stream) Corriente de agua que recibe agua mediante la entrada de aguas subterráneas a través de su lecho.

Electrón (electron) Partícula subatómica cargada negativamente que tiene una masa despreciable y se encuentra en el exterior del núcleo de un átomo.

Electrón de valencia (valence electron) Los electrones que intervienen en el proceso de enlace; los electrones que ocupan el nivel de energía principal más elevado de un átomo.

Elemento (element) Sustancia que no puede descomponerse en sustancias más simples por medios físicos o químicos ordinarios.

Eluviación (eluviation) Lavado de componentes finos del suelo desde el horizonte *A* por percolación de aguas descendentes.

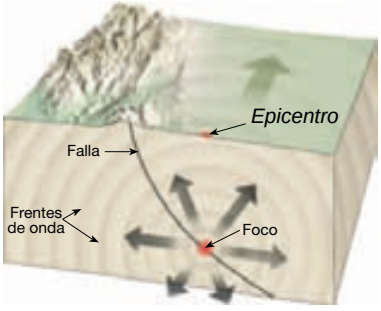
Energía geotérmica (geothermal energy) Vapor de agua de origen natural utilizado para la generación de energía.

Energía hidroeléctrica (hydroelectric power) Electricidad generada mediante turbinas accionadas por la caída del agua.

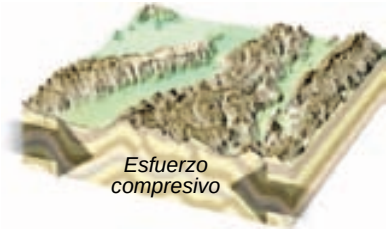
Enlace covalente (covalent bond) Enlace químico producido cuando se comparten electrones.

Enlace iónico (ionic bond) Enlace químico entre dos iones de carga opuesta formado por la transferencia de electrones de valencia de un átomo a otro.

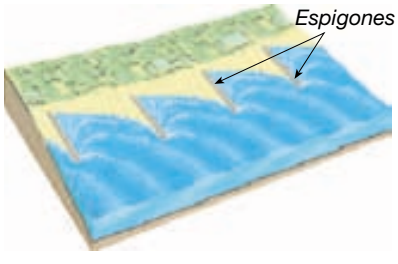
Enlace metálico (metallic bond) Enlace químico presente en todos los metales que puede definirse como un tipo extremo de compartición de electrones en el cual los electrones se mueven libremente de átomo en átomo.
Enriquecimiento secundario (secondary enrichment) Concentración, por procesos de meteorización, de cantidades mínimas de metales que están dispersos en la roca no meteorizada, en concentraciones valiosas desde el punto de vista económico.
Eón (eon) La mayor unidad de tiempo en la escala geológica, anterior en orden de magnitud a la era.
Eón Arcaico (Archean eon) El segundo eón del tiempo Precámbrico. Es posterior al Hádico y previo al Proterozoico. Se extiende desde hace 3.800 millones de años hasta hace 2.500 millones de años.
Eón Fanerozoico (Phanerozoic eon) Parte del tiempo geológico representado por rocas que contienen abundantes restos fósiles. Se extiende desde el final del eón Proterozoico (hace 570 millones de años) hasta la actualidad.
Eón Hádico (Hadean eon) El primer eón en la escala de tiempo geológico. Acabó hace 3.800 millones de años y precedió al eón Arcaico.
Eón Proterozoico (Proterozoic eon) El eón posterior al Arcaico y previo al Fanerozoico. Se extiende entre hace 2.500 y 540 millones de años.
Epicentro (epicenter) El lugar de la superficie terrestre que se encuentra directamente encima del foco de un terremoto.



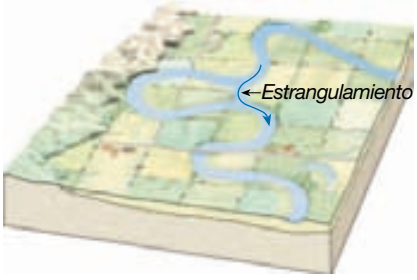
Época (epoch) Unidad de la escala de tiempo geológico; es una subdivisión de un período.
Época Pleistocena (Pleistocene epoch) Época del período Cuaternario que empezó hace alrededor de 1,8 millones de años y acabó hace unos 10.000 años. Mejor conocida como la época de la gran glaciación continental.
Era División principal en la escala de tiempo geológico; las eras se dividen en unidades más cortas denominadas períodos.
Era Cenozoica (Cenozoic era) Lapso temporal en la escala de tiempo geológico que empieza hace aproximadamente 65 millones de años, después del Mesozoico.
Era Mesozoica (Mesozoic era) Lapso temporal en la escala de tiempo geológico que transcurre entre las eras Paleozoica y Cenozoica: desde hace unos 248 millones de años hasta hace 65 millones de años.
Era Paleozoica (Paleozoic era) Lapso temporal en la escala de tiempo geológico comprendido entre las eras Precámbrica y Mesozoica: desde hace unos 540 millones de años hasta hace 248 millones de años.
Erosión (erosion) Incorporación y transporte de material por un agente dinámico, como el agua, el viento y el hielo.
Erosión remontante (headward erosion) Ampliación pendiente arriba de la cabecera de un valle debida a la erosión.
Erupción fisural (fissure eruption) Erupción en la cual la lava es emitida a través de estrechas fracturas o grietas de la corteza.
Escala de intensidad de Mercalli (Mercalli intensity scale) Véase *escala de intensidad modificada de Mercalli.*
Escala de intensidad modificada de Mercalli (modified Mercalli intensity scale) Escala de 12 puntos desarrollada para evaluar la intensidad de los terremotos basándose en la cuantía del daño causado a diversas estructuras.
Escala de Mohs (Mohs scale) Serie de 10 minerales utilizados como patrones para la determinación de la dureza.
Escala de Richter (Richter scale) Escala de magnitud de los terremotos basada en la amplitud de la mayor onda sísmica.
Escala de tiempo geológico (geologic time scale) División de la historia de la Tierra en bloques temporales: eones, eras, períodos y épocas. La escala de tiempo se creó utilizando principios relativos de datación.
Escarpe de falla (fault scarp) Resalte creado por el movimiento a lo largo de una falla. Constituye la superficie expuesta de la falla antes de su modificación por la meteorización y erosión.
Escoria (scoria) Materiales vesiculares producto del magma basáltico.
Escorrentía (runoff) Agua que fluye sobre la tierra en vez de infiltrarse en el suelo.
Escorrentía en lámina (sheet flow) Aguas de escorrentía que fluyen en láminas finas no encauzadas.
Escudo (shield) Región grande y relativamente plana de rocas ígneas y metamórficas antiguas situada en un cratón.
Esfuerzo (stress) Fuerza por unidad de área que actúa sobre cualquier superficie dentro de un sólido.
Esfuerzo compresivo (compressional stress) Esfuerzo diferencial que acorta un cuerpo rocoso.



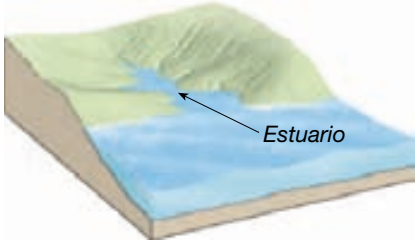
Esfuerzo diferencial (differential stress) Fuerzas desiguales en direcciones diferentes.
Esfuerzo tensional (tensional stress) El tipo de esfuerzo que tiende a separar un cuerpo.
Esker Cresta sinuosa compuesta en gran medida por arena y grava depositadas por una corriente acuosa en una cavidad situada debajo de un glaciar cerca de su terminación.
Espeleotema (speleothem) Término general para designar a las rocas de precipitación química encontradas en las cavernas.
Espigón (groin) Muro corto construido en ángulo recto con la línea de costa para atrapar la arena en movimiento.



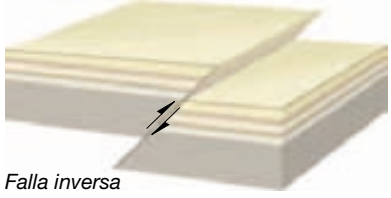
Espolones truncados (truncated spurs) Acantilados de forma triangular producidos cuando espolones de tierra que se extienden hacia el interior de un valle son removilizados por la gran fuerza erosiva de un glaciar de valle.
Esquistosidad (schistosity) Tipo de foliación característico de rocas metamórficas de grano grueso. Estas rocas tienen una disposición paralela de minerales laminares, como las micas.
Estalactita (stalactite) Estructura carambanoide que cuelga del techo de una caverna.
Estalagmita (stalagmite) Forma columnar que crece hacia arriba desde el suelo de una caverna.
Estepa (steppe) Uno de los dos tipos de clima seco. Variante marginal y más húmeda del desierto que lo separa de los climas húmedos limítrofes.
Estrangulamiento (cutoff) Segmento corto de canal creado cuando un río erosiona el estrecho cuello de tierra situado entre dos meandros.



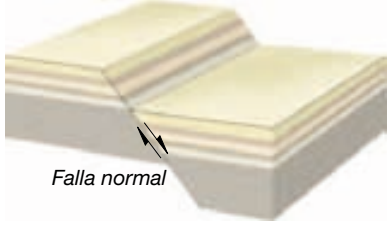
Estratificación cruzada (cross-bedding) Estructura en la cual capas relativamente finas están inclinadas en ángulo con respecto a la estratificación principal. Formada por corrientes de aire o agua.
Estrato gradado (graded bed) Capa de sedimento caracterizada por una disminución del tamaño de grano de base a techo.
Estratos (strata) Capas paralelas de rocas sedimentarias.
Estrato-volcán (stratovolcano) Véase *cono compuesto*.
Estriaciones glaciares (glacial striations) Arañazos o surcos en la superficie de roca subyacente causados por la acción de desgaste de un glaciar y su carga de sedimentos.
Estructuras tectónicas (rock structure) Todas las estructuras creadas por los procesos de deformación, desde las fracturas menores hasta una gran cadena montañosa.
Estuario (estuary) Entrante marino con forma de embudo que se formó cuando una elevación del nivel del mar o una subsidencia del terreno hizo que se inundara la desembocadura de un río (véase ilustración).



Evaporita (evaporite) Roca sedimentaria formada por el material depositado a partir de disoluciones por evaporación del agua.
Evapotranspiración (evapotranspiration) Efecto combinado de la evaporación y la transpiración.
Exfoliación (cleavage) Tendencia de un mineral a romperse a lo largo de planos con enlaces débiles.
Expansión del fondo oceánico (seafloor spreading) La primera hipótesis propuesta en los años 60 por Harry Hess, según la cual se produce nueva corteza oceánica en las crestas de las dorsales mesoceánicas, que son los lugares donde divergen las placas.
Extrusiva (extrusive) Actividad ígnea que se produce en la superficie de la Tierra.
Facies Porción de una unidad litológica que posee un conjunto distintivo de características que la distingue de otras partes de la misma unidad.
Falla (fault) Plano de rotura en una masa rocosa a lo largo de la cual se produce movimiento.
Falla de despegue (detachment fault) Falla casi horizontal que puede extenderse centenares de kilómetros por debajo de la superficie. Este tipo de fallas representa un límite entre las rocas que exhiben deformación dúctil y las rocas que exhiben deformación frágil.
Falla de desplazamiento horizontal (strike-slip fault) Falla a lo largo de la cual el movimiento es horizontal.
Falla de desplazamiento vertical (dip-slip fault) Falla en la cual el movimiento es paralelo al buzamiento de la falla.
Falla inversa (reverse fault) Falla en la cual el material situado encima del plano de falla asciende en relación con el material situado debajo.



Falla normal (normal fault) Falla en la cual la roca situada por encima del plano de falla se ha movido hacia abajo en relación con la roca situada por debajo.

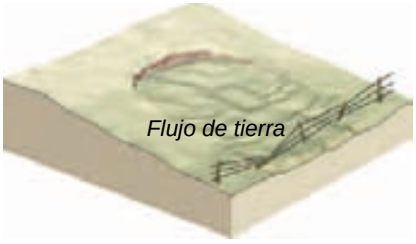


Falla transformante (transform fault) Gran falla de desplazamiento horizontal que atraviesa la litosfera y acomoda el movimiento entre dos placas.
Fecha numérica (numerical date) Número de años que han pasado desde que un acontecimiento tuvo lugar.
Fenocristal (phenocryst) Cristal de gran tamaño incluido en una matriz de cristales de grano más fino.
Fetch La distancia que ha recorrido el viento a través del agua libre.
Fiordo (fiord) Entrante de mar escarpado por los dos lados, formado cuando un valle glaciar es inundado por el mar.
Fisilidad (fissility) Separación en finas láminas a lo largo de superficies paralelas apretadas, que muestran algunas rocas como las lutitas fisiles (shales).
Fisión nuclear (nuclear fission) La escisión de un núcleo pesado en dos o más núcleos más ligeros causada por la colisión con un neutrón. Durante este proceso se libera una gran cantidad de energía.
Fisura (fissure) Grieta en la roca a lo largo de la cual hay una separación evidente.
Flecha (spit) Loma alargada de arena que se proyecta desde tierra en la entrada de una bahía adyacente.
Flujo (flow) Tipo de movimiento común en los procesos gravitacionales

en los cuales el material saturado de agua se desplaza pendiente abajo como un fluido viscoso.

Flujo de derrubios (debris flow) Flujo de suelo y regolito que contiene una gran cantidad de agua. Es muy habitual en las regiones montañosas semiáridas y en las laderas de algunos volcanes.

Flujo de tierra (earthflow) Movimiento descendente del sedimento rico en arcilla y saturado de agua. Muy característico de las regiones húmedas.



Flujo laminar (laminar flow) Movimiento de las partículas de agua que siguen trayectorias en línea recta y son paralelas al cauce. Las partículas de agua se mueven corriente abajo sin mezclarse.

Flujo mareal (flood current) Corriente mareal asociada con el incremento en altura de la marea.

Flujo plástico (plastic flow) Tipo de movimiento glaciar que se produce dentro del hielo por debajo de una profundidad de 50 metros, en la cual el hielo no se fractura.

Flujo turbulento (turbulent flow) Movimiento del agua de una manera errática a menudo caracterizada por remolinos y turbulencias. La mayor parte de los flujos de corriente son de este tipo.

Fluorescencia (fluorescence) Absorción de la luz ultravioleta, que es reemitida como luz visible.

Foco (terremoto) (focus, earthquake) La zona del interior de la Tierra donde el desplazamiento de rocas produce un terremoto.

Foliación (foliation) Término para designar el ordenamiento linear de las características texturales de una roca, es exhibida a menudo por las rocas metamórficas.

Foliación (rock cleavage) Tendencia de las rocas a escindirse a lo largo de superficies paralelas muy próximas. Estas superficies suelen estar oblicuas con respecto a los planos de estratificación de la roca.

Forma cristalina (crystal form) Aspecto externo de un mineral, determinado por la disposición interna de sus átomos.

Fosa (trench) Véase *fosa submarina*.

Fosa submarina (deep-ocean trench) Depresión alargada en el fondo marino producida por la deformación de la corteza oceánica durante la subducción.

Fosa tectónica asimétrica (half graben) Bloque de falla inclinado en el que el lado más elevado se asocia con una topografía montañosa y el lado más bajo es una cuenca que se llena de sedimento.

Fósil (fossil) Restos o huellas de organismos conservados desde el pasado geológico.

Fósil índice o guía (index fossil) Fósil que se asocia con un lapso de tiempo geológico concreto.

Fractura (fracture) Cualquier rotura longitudinal de la roca sin que haya habido movimiento apreciable.

Franja capilar (capillary fringe) Zona relativamente estrecha en la base de la zona de aireación. Aquí el agua asciende por capilaridad entre los granos del suelo o sedimento.

Frente de playa (beach face) Superficie húmeda e inclinada que se extiende desde la berma hasta la línea de costa.

Fuente termal (hot spring) Manantial en el cual la temperatura es 6-9 °C más caliente que la temperatura anual media del aire de su localidad.

Fuerza (force) Lo que tiende a poner a los objetos estacionarios en movimiento o a cambiar los movimientos de los cuerpos en movimiento.

Fuerza de arrastre de placa (slab-pull) Mecanismo que contribuye al movimiento de placas en el que la corteza oceánica fría y densa se sumerge en el manto y «arrastra» la litosfera posterior.

Fuerza de arrastre del manto (mantle drag) Fuerza ejercida sobre la base de la litosfera por el movimiento lateral de la parte superior de las celdas de convección del manto. La fuerza de arrastre del manto puede fomentar o impedir el movimiento de las placas.

Fuerza de empuje de dorsal (ridge push) Mecanismo que contribuye al movimiento de placas. Supone el deslizamiento de la litosfera oceánica debajo de la dorsal oceánica por efecto de la gravedad.

Fuerza de resistencia de placa (plate resistance) Fuerza que contrarresta el movimiento de placas conforme una placa en subducción roza la placa suprayacente.

Fuerza de succión de placa (slab suction) Una de las fuerzas impulsoras del movimiento de placas, procede del empuje de la placa en subducción sobre el manto adyacente. Es una circulación inducida del manto que empuja la placa en subducción, así como la placa suprayacente hacia la fosa.

Fumarola (fumarole) En una zona volcánica, abertura de la cual escapan gases y vapores.

Fumarola oceánica (black smoker) Chimenea hidrotérmial en el fondo oceánico que emite una nube negra de agua caliente rica en metales.

Fundido (melt) Porción líquida de un magma, excluyendo los cristales sólidos.

Fusión parcial (partial melting) Proceso mediante el cual se funde la mayoría de las rocas ígneas. Dado que cada mineral tiene puntos de fusión diferentes, la mayoría de las rocas ígneas se funde a lo largo de un intervalo de temperaturas de unos pocos centenares de grados. Si se extrae la fase líquida después de que haya habido algo de fusión, se produce un fundido con un mayor contenido de sílice.

Fusión por descompresión (decompression melting) Fusión que se produce cuando la roca asciende y se produce un descenso de la presión de confinamiento.

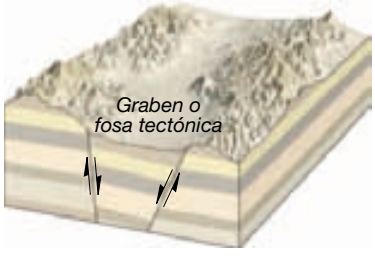
Garganta (water gap) Paso a través de una cordillera o una montaña en la cual fluye una corriente de agua.

Géiser (geyser) Fuente de agua caliente expulsada de manera periódica desde el suelo.

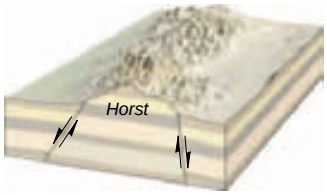
Geología (geology) Ciencia que estudia la Tierra, su forma y composición, y los cambios que ha experimentado y está experimentando.

Geología física (physical geology) División principal de la Geología que estudia los materiales de la Tierra y busca comprender los procesos y las fuerzas que actúan debajo y encima de la superficie terrestre.

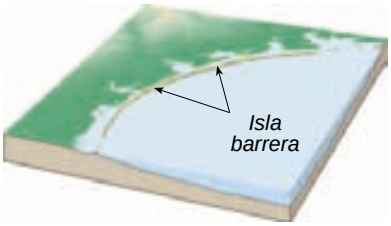
Geología histórica (historical geology) División principal de la Geología que aborda el origen de la Tierra y su desarrollo a lo largo del tiempo. Normalmente implica el estudio de fósiles y su secuencia en los estratos rocosos.
Glaciar (glacier) Gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre por compactación y recristalización de la nieve mostrando evidencias de flujo en el pasado o en la actualidad.
Glaciar alpino (alpine glacier) Glaciar confinado a un valle de montaña, que en la mayoría de los casos había sido previamente un valle fluvial.
Glaciar de casquete (ice sheet) Masa de hielo glaciar muy grande y gruesa que fluye hacia el exterior en todas direcciones desde uno o más centros de acumulación.
Glaciar de desbordamiento (outlet glacier) Lengua de hielo que normalmente fluye con rapidez hacia fuera de un glaciar de casquete o coberteras de hielo, normalmente a través de terreno montañoso, hacia el mar.
Glaciar de piedemonte (piedmont glacier) Glaciar que se forma cuando uno o más glaciares alpinos emergen de los valles de montaña confinantes y se extienden en la base de las montañas creando una amplia cubierta de hielo en las tierras bajas.
Glaciar de valle (valley glacier) Véase *glaciar alpino.*
Gondwana (Gondwanaland) Porción meridional de Pangea, que constaba de Sudamérica, África, Australia, India y la Antártida.
Graben o fosa tectónica (graben) Valle formado por el hundimiento de un bloque limitado por fallas.



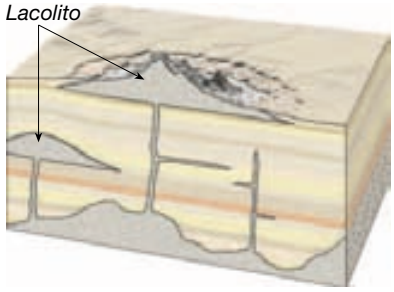
Gradiente (gradient) Pendiente de una corriente de agua; generalmente se expresa como el descenso a lo largo de una distancia fija.
Gradiente geotérmico (geothermal gradient) Aumento gradual de la temperatura con la profundidad en la corteza. La media es de 30 °C por kilómetro en la corteza superior.
Gradiente hidráulico (hydraulic gradient) Pendiente del nivel freático. Se determina hallando la diferencia de altura entre dos puntos en el nivel freático y dividiéndola por la distancia horizontal entre los dos puntos.
Grieta de desecación (mud crack) Estructura sedimentaria que se forma cuando el barro húmedo se seca, se contrae y se agrieta.
Grieta glaciar o crevasse (crevasse) Profunda hendidura en la superficie quebradiza de un glaciar.
Guyot (guyot, tablemount) Montaña o pico submarino sumergido de cima plana.
Harina de roca (rock flour) Roca molida producida por el efecto de abrasión de un glaciar.
Hidrólisis (hydrolysis) Proceso de meteorización química en el cual los minerales son alterados al reaccionar químicamente con el agua y los ácidos.
Hidrosfera (hydrosphere) La porción acuosa de nuestro planeta; una de las subdivisiones tradicionales del ambiente físico de la Tierra.
Hipocentro (hypocenter) Véase *foco* (terremoto).
Hipótesis (hypothesis) Explicación propuesta que luego es probada para determinar si es válida.
Hipótesis de la nebulosa primitiva (nebular hypothesis) Modelo para explicar el origen del Sistema Solar que supone la existencia de una nebulosa de polvo y gases en rotación que tras su contracción forma el Sol y los planetas.
Hogback Alineación montañosa estrecha y en forma de cresta formada por capas de roca resistentes a la erosión y con elevado buzamiento.
Horizontalidad original (original horizontality) Capas de sedimento que se depositan en general en una posición horizontal o casi horizontal.
Horizonte (horizon) Capa del perfil del suelo.
Horizonte del suelo (soil horizon) Capa del suelo que tiene características identificables producidas por meteorización química y otros procesos formadores del suelo.
Horn Pico piramidal formado por la acción glaciar de tres o más circos que rodean la cima montañosa.
Horst Bloque alargado y elevado limitado por fallas.



Humus Materia orgánica del suelo producida por la descomposición de plantas y animales.
Inclusión (inclusion) Parte de una unidad litológica contenida dentro de otra. Las inclusiones se utilizan en la datación relativa. La masa de roca adyacente a la que contiene la inclusión debe haber estado allí primero para proporcionar el fragmento.
Inconformidad (nonconformity) Discontinuidad estratigráfica en la cual las rocas ígneas metamórficas o intrusivas están cubiertas por estratos sedimentarios más jóvenes.
Inercia (inertia) Los objetos en reposo tienden a permanecer en reposo y los objetos en movimiento tienden a estar en movimiento a menos que sobre ellos actúe una fuerza exterior.
Infiltración (infiltration) Movimiento del agua superficial dentro de las rocas o el suelo a través de grietas o poros.
Inselberg Montaña aislada relicta característica de la etapa tardía de erosión en una región montañosa árida.
Intensidad (terremoto) (intensity, earthquake) Medida del grado de temblor sísmico en un lugar concreto basada en la cantidad de daños.
Intersección (cross-cutting) Principio de la datación relativa. Una roca o falla es más joven que cualquier roca (o falla) que corte.
Intervalo de recurrencia (recurrence interval) Intervalo medio entre acontecimientos hidrológicos como inundaciones de una magnitud determinada o mayor.
Inundación (flood) Desbordamiento del cauce de una corriente de agua que sucede cuando el caudal supera la capacidad del cauce. Es el riesgo geológico más habitual y destructivo.
Ion Átomo o molécula que posee una carga eléctrica.
Isla barrera (barrier island) Banco bajo y alargado de arena que discurre paralelo a la costa.



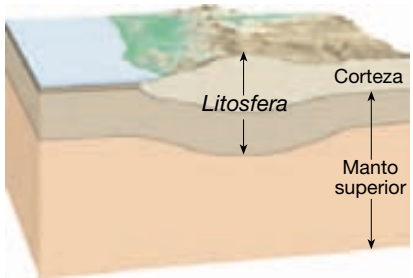
Isostasia (isostasy) El concepto de que la corteza terrestre está «flotando» en equilibrio gravitatorio sobre el material del manto.
Isótopos (isotopes) Variedades del mismo elemento que tienen diferentes números másicos; sus núcleos contienen el mismo número de protones, pero diferentes números de neutrones.
Isótopos hijos (daughter product) Isótopo que resulta de la descomposición radiactiva.
Kame Colina de bordes escarpados compuesta de arena y grava que se origina cuando se acumulan sedimentos en huecos del hielo glaciar estancado.
Karst (karst) Tipo de topografía formado sobre rocas solubles (en especial caliza) principalmente por disolución. Se caracteriza por los sumideros, las grutas y el drenaje subterráneo.
Klippe Resto o fragmento de una escama tectónica o manto de cabalgamiento que fue aislado por erosión.
Lacolito (laccolith) Cuerpo ígneo masivo resultado de una intrusión entre estratos preexistentes.



Lago de media luna (oxbow lake) Largo curvado que se origina cuando una corriente de agua corta un meandro.



Lago pequeño de montaña (tarn) Pequeño lago en un circo glaciar.
Lago playa (playa lake) Lago transitorio en una playa.
Lago pluvial (pluvial lake) Lago formado durante un período de aumento de lluvias. Esta situación ocurrió en muchas áreas no cubiertas por glaciares durante períodos de avance del hielo.
Lagos en rosario «Pater noster» (Pater noster lakes) Cadena de pequeños lagos en un valle glaciar que ocupa cubetas creadas por erosión glaciar.
Lahar Coladas de derrubios originadas en las pendientes de los volcanes que se producen cuando capas inestables de ceniza y derrubios se saturan en agua y fluyen pendiente abajo, siguiendo normalmente los cauces de los ríos.
Lajeamiento (sheeting) Proceso de meteorización mecánica caracterizada por la separación de láminas de roca.
Laterita (laterite) Tipo de suelo rojo intensamente lixiviado presente en los Trópicos, que es rico en óxidos de hierro y aluminio.
Laurasia La porción septentrional de Pangea, compuesta por Norteamérica y Eurasia.
Lava Magma que alcanza la superficie terrestre.
Lava almohadillada (pillow basalts) Lava basáltica que solidifica en un ambiente subacuático y desarrolla una estructura que se parece a un apilamiento de almohadas.
Lava cordada (pahoehoe flow) Colada de lava con una superficie de lisa a ondulada.
Ley (law) Afirmación formal de la manera regular según la cual se produce un fenómeno natural bajo condiciones determinadas; por ejemplo, la «ley de la superposición».
Ley de Darcy (Darcy's law) Ecuación que expresa que el caudal de aguas subterráneas depende del gradiente hidráulico, la conductividad hidráulica y el área de la sección transversal de un acuífero.
Ley de la superposición (law of superposition) En cualquier secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más moderno que el de debajo.
Ley de Playfair (Playfair's law) Afirmación bien conocida y a menudo citada de John Playfair, según la cual un valle es el resultado de la obra realizada por la corriente de agua que fluye por él.
Licuefacción (liquefaction) Transformación de un suelo estable en un fluido que suele ser incapaz de soportar edificios u otras estructuras.
Límite de nieves perpetuas (snowline) Límite inferior de la nieve perpetua.
Línea de costa (coastline) Borde del lado del mar del litoral. Límite del lado de tierra del efecto de las olas de temporal más altas en la costa.
Línea litoral (shoreline) Línea que marca el contacto entre la tierra y el mar. Migra hacia arriba y hacia abajo conforme la marea sube o baja.
Litificación (lithification) Proceso, generalmente de cementación y/o compactación, de conversión de los sedimentos en rocas.
Litoral (shore) Lado marino de la costa, esta zona se extiende desde el nivel más elevado de la acción de las olas durante los temporales hasta el nivel más bajo de la marea.
Litosfera (lithosphere) Capa externa rígida de la Tierra, que comprende la corteza y parte del manto superior.

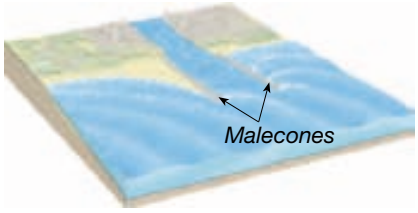


Lixiviación (leaching) Empobrecimiento de materiales constituyentes solubles de la parte superior del suelo por percolación de aguas descendentes.
Llanura abisal (abyssal plain) Área muy plana del fondo oceánico profundo, que normalmente se encuentra al pie de la elevación continental.
Llanura de aluvión (outwash plain) Llanura relativamente plana de pendiente suave que consta de materiales depositados por corrientes de agua de fusión delante del margen de un glaciar de casquete.

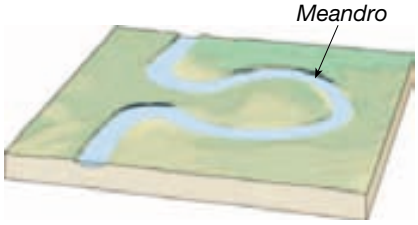
Llanura de inundación (floodplain) Porción plana y baja de un valle fluvial sujeta a inundación periódica.



Llanura mareal (tidal flat) Área pantanosa o fangosa que es alternativamente cubierta y expuesta por la subida y la bajada de las mareas.
Llanura oceánica (oceanic plateau) Región extensa del fondo oceánico compuesta de acumulaciones gruesas de lavas almohadilladas y otras rocas máficas que en algunos casos superan los 30 kilómetros de grosor.
Llanura salina (salt flat) Costra blanca situada en el suelo producida cundo el agua se evapora y precipita los componentes disueltos.
Lluvia de meteoritos (meteor shower) Numerosos meteoroides que viajan en la misma dirección y aproximadamente a la misma velocidad. Se piensa que están constituidos por materia perdida por los cometas.
Loess Depósitos de limo transportado por el viento, que carecen de capas visibles, generalmente de color amarillento y capaces de originar resaltes muy verticales.
Longitud de onda (wavelength) Distancia horizontal que separa crestas o valles sucesivos.
Magma Volumen de roca fundida situada en profundidad, que incluye gases disueltos y cristales.
Magnetismo fósil (fossil magnetism) Véase *paleomagnetismo*.
Magnetómetro (magnetometer) Instrumento de alta sensibilidad utilizado para medir la intensidad del campo magnético de la Tierra.
Magnitud (terremoto) (magnitude, earthquake) Cálculo de la cantidad total de energía liberada durante un terremoto, basado en los registros sísmicos.
Magnitud del momento (moment magnitude) Medida de la magnitud de un terremoto más precisa que la escala de Richter que se deriva del desplazamiento que se produce a lo largo de una zona de falla.
Malecones (jetties) Un par de estructuras que se extienden en el océano a la entrada de un puerto o un río y que se construyen con el fin de protegerlo contra las olas de tormenta y el depósito de sedimentos.

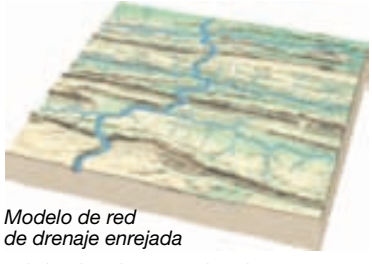


Manantial o fuente (spring) Flujo de agua subterránea que emerge de forma natural en la superficie del terreno.
Manto (mantle) Una de las capas composicionales de la Tierra. Caparazón de roca sólida que se extiende desde la base de la corteza hasta una profundidad de 2.900 kilómetros.
Manto inferior (lower mantle) Véase *mesosfera*.
Marca de meandro (meander scar) Estructura de la llanura de inundación creada cuando un lago de media luna se rellena de sedimento.
Marea (tide) Cambio periódico en la elevación de la superficie oceánica.
Marea muerta (neap tide) La menor altura mareal. Se produce cerca de los momentos en que hay cuartos crecientes y menguantes.
Marea viva (spring tide) La marea más alta. Se produce cerca de los momentos en que hay cuartos crecientes y menguantes.
Marejada (swells) Olas generadas por el viento que han entrado en una zona de vientos más débiles o en calma.
Maremoto (seismic sea wave) Ola oceánica de movimiento rápido generada por la actividad sísmica, que es capaz de infligir graves daños en las regiones costeras.
Mares lunares (maria) Áreas suaves en la superficie de la Luna que se pensó, equivocadamente, que eran mares.
Margen continental (continental margin) Porción del fondo oceánico adyacente a los continentes. Puede incluir la plataforma continental, el talud continental y el pie de talud.
Margen continental pasivo (passive continental margin) Margen formado por una plataforma continental, el talud continental y el pie de talud. No están asociados con los bordes de placa y, por tanto, experimentan poco vulcanismo y escasos terremotos.
Marmita de gigante (pothole) Depresión formada en el cauce de una corriente de agua por la acción abrasiva de la carga de sedimento en el agua.
Material piroclástico (pyroclastic material) Roca volcánica expulsada durante una erupción. Son materiales piroclásticos las cenizas, las bombas y los bloques.
Meandro (meander) Sinuosidad en forma de lazo en el curso de una corriente de agua.

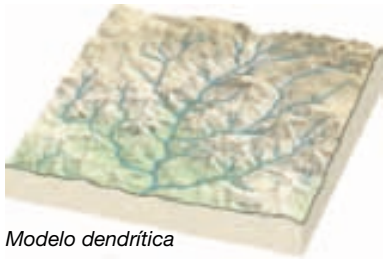


Meandro encajado (incised meander) Cauce sinuoso que fluye en un valle inclinado y estrecho. Estas estructuras se forman cuando un área se eleva o cuando el nivel de base cae.
Mena (ore) Normalmente un mineral metálico útil que puede extraerse en una mina para sacar beneficio. El término se aplica también a ciertos minerales no metálicos como la fluorita y el azufre.
Mesosfera (mesosphere) Parte del manto que se extiende desde el límite núcleo-manto hasta una profundidad de 660 kilómetros. También se conoce como manto inferior.
Metamorfismo (metamorphism) Cambios en la composición mineral y textura de una roca sometida a elevadas temperaturas y presiones en el interior de la Tierra.
Metamorfismo de contacto (contact metamorphism) Cambios en la roca causados por el calor procedente de un cuerpo magmático próximo.
Metamorfismo de enterramiento (burial metamorphism) Metamorfismo de grado bajo que se produce en las capas inferiores de acumulaciones muy gruesas de estratos sedimentarios.
Metamorfismo de impacto (impact metamorphism) Metamorfismo que se produce cuando los meteoritos golpean la superficie terrestre.

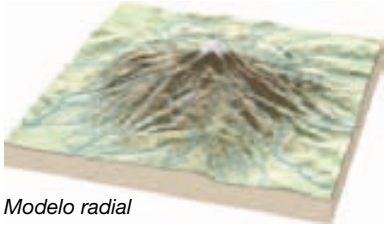
Metamorfismo hidrotermal (hydrothermal metamorphism) Alteraciones químicas que se producen cuando el agua caliente rica en iones circula a través de las fracturas de la roca.
Metamorfismo regional (regional metamorphism) Metamorfismo asociado con la formación de montañas a gran escala.
Metamorfismo térmico (thermal metamorphism) Véase *metamorfismo de contacto*.
Meteorito (meteorite) Cualquier porción de un meteoroide que sobrevive después de atravesar la atmósfera terrestre y choca contra la superficie.
Meteorito férreo (iron meteorite) Una de las tres principales categorías de meteoritos. Están compuestos en gran medida de hierro con cantidades variables de níquel (5-20 por ciento). La mayor parte de los meteoritos encontrados son de este tipo.
Meteorito rocoso o pétreo (stony meteorite) Una de las tres principales categorías de meteoritos. Estos meteoritos están compuestos en gran medida por silicatos con inclusiones de otros minerales.
Meteorización (weathering) Desintegración y descomposición de una roca en la superficie terrestre o en un lugar próximo a ella.
Meteorización diferencial (differential weathering) Variación en la velocidad y el grado de meteorización causada por factores como la composición mineral, el grado de compacidad y el clima.
Meteorización esferoidal (spheroidal weathering) Cualquier proceso de meteorización que tiende a producir una forma esférica a partir de una forma inicialmente en bloque.
Meteorización mecánica (mechanical weathering) Desintegración física de una roca que provoca la formación de fragmentos más pequeños.
Meteorización química (chemical weathering) Procesos mediante los cuales la estructura interna de un mineral es alterada por eliminación y/o adición de elementos.
Meteoro (meteor) Fenómeno luminoso observado cuando un meteoroide entra en la atmósfera terrestre y se quema; popularmente denominado «estrella fugaz».
Meteoroide (meteoroid) Cualquier pequeña partícula sólida que tenga una órbita en el Sistema Solar.
Mezcla de magmas (magma mixing) Proceso de modificación de la composición de un magma a través de la mezcla con material de otro cuerpo magmático.
Microcontinentes (microcontinents) Fragmentos relativamente pequeños de corteza continental que pueden encontrarse por encima del nivel del mar, como la isla de Madagascar, o sumergidos como la llanura Campbell, situada cerca de Nueva Zelanda.
Micrometeorito (micrometeorite) Meteorito muy pequeño que no crea suficiente fricción para arder en la atmósfera, sino que desciende lentamente hacia la Tierra.
Migmatita (migmatite) Roca que muestra a la vez características de roca ígnea y metamórfica. Dichas rocas pueden formarse cuando se funden los silicatos félsicos y luego cristalizan, mientras que los silicatos máficos permanecen sólidos.
Mineral (mineral) Material cristalino inorgánico de origen natural con una estructura química definida.
Mineral índice (index mineral) Mineral que es un buen indicador del ambiente metamórfico en el que se formó. Utilizado para distinguir zonas diferentes de metamorfismo regional.
Mineralogía (mineralogy) Estudio de los minerales.
Modelo (model) Término utilizado a menudo como sinónimo de hipótesis, pero menos preciso, porque a veces se utiliza para describir también una teoría.
Modelo de drenaje de red enrejada (trellis drainage pattern) Sistema de corrientes de agua en el cual afluentes casi paralelos ocupan los valles cortados en estratos plegados.


Modelo de red de drenaje enrejada

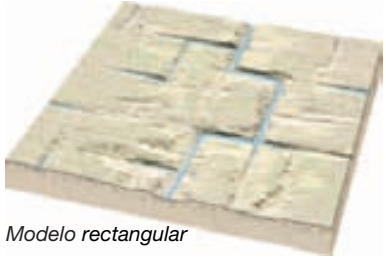
Modelo dendrítico (dendritic pattern) Sistema de corrientes de agua que sigue el modelo de un árbol ramificado.


Modelo dendrítica

Modelo radial (radial pattern) Sistema de corrientes de agua que fluyen en todas las direcciones alejándose de una estructura central elevada, como un volcán.

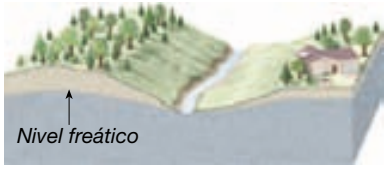

Modelo radial

Modelo rectangular (rectangular pattern) Red de drenaje caracterizada por numerosos recodos en ángulo recto. Se desarrolla generalmente sobre un substrato rocoso fracturado.

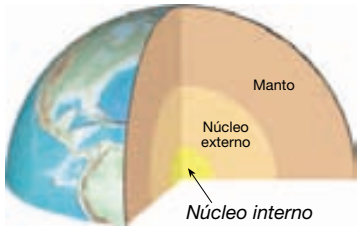

Modelo rectangular

Montaña limitada por fallas (fault-block mountain) Montaña formada por el desplazamiento de rocas a lo largo de una falla.
Montañas compresionales (compressional mountains) Principales cinturones montañosos de la Tierra generados por fuerzas horizontales que acortan y engrosan el material de la corteza mediante pliegues y fallas. Con el Himalaya como ejemplo, se forman a lo largo de bordes de placa convergentes en asociación con colisiones de continentes, o a veces fragmentos de corteza más pequeños.
Monte submarino (seamount) Pico volcánico aislado que asciende al menos 1.000 metros por encima del suelo oceánico profundo.
Morrena central (medial moraine) Cordón de tills formado cuando se

juntan las morrenas laterales de dos glaciares alpinos que se unen.
Morrena de fondo (ground moraine) Capa ondulada de till depositada conforme el frente de hielo se retira.
Morrena de retroceso (recessional moraine) Morrena final formada conforme el frente de hielo se estancó durante el retroceso glaciar.
Morrena final (end moraine) Alineación de aluviones glaciares que marca una posición anterior del frente de un glaciar.
Morrena lateral (lateral moraine) Cordón de tills a lo largo de los bordes de un glaciar de valle compuestos fundamentalmente de derrubios que cayeron al glaciar procedentes de las paredes del valle.
Morrena terminal (terminal moraine) Morrena final que marca el lugar más avanzado al que llega un glaciar.
Nebulosa solar (solar nebula) Nube de gas y/o polvo interestelar a partir de la cual se formaron los cuerpos de nuestro Sistema Solar.
Neutrón (neutron) Partícula subatómica localizada en el núcleo de un átomo. El neutrón es eléctricamente neutro y tiene una masa aproximadamente igual a la de un protón.
Neviza (firn) Nieve granular recristalizada. Una etapa de transición entre la nieve y el hielo glaciar.
Nivel de base (base level) Nivel por debajo del cual un río no puede erosionar más.
Nivel de base absoluto (ultimate base level) Nivel del mar; el menor nivel al cual la erosión fluvial puede profundizar en el terreno.
Nivel de base local (local base level) Véase *nivel de base transitorio.*
Nivel de base transitorio (local) (temporary -local- base level) Nivel de un lago, una capa de roca resistente o cualquier otro nivel de base que se sitúa por encima del nivel del mar.
Nivel freático (water table) El nivel superior de la zona saturada de las aguas subterráneas.



Nivel freático colgado (perched water table) Zona de saturación localizada por encima del nivel freático regional creada por una capa impermeable (acuicluido).
Niveles o capas de energía (energy levels or shells) Zonas con forma esférica y carga negativa que rodean el núcleo de un átomo.
No foliado (nonfoliated) Roca metamórfica que no tiene foliación.
Nódulos de manganeso (manganese nodules) Tipo de sedimento hidrogénico disperso en el suelo oceánico, compuesto fundamentalmente de manganeso y hierro, y que normalmente contiene pequeñas cantidades de cobre, níquel y cobalto.
Nube ardiente (nuée ardente) Restos volcánicos incandescentes en suspensión por los gases calientes que se mueven pendiente abajo como si fuera una avalancha.
Nube de Oort (Oort cloud) Región esférica compuesta de cometas que orbitan el Sol a distancias en general superiores a 10.000 veces la distancia Tierra-Sol.
Núcleo (core) Capa más interna de la Tierra según la composición. Se cree que es en gran parte una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre.
Núcleo (nucleus) Centro pequeño y denso de un átomo que contiene toda su carga positiva y la mayor parte de su masa.
Núcleo externo (outer core) Capa situada debajo del manto, de unos 2.270 kilómetros de grosor y que tiene las propiedades de un líquido.
Núcleo interno (inner core) Capa sólida más interna de la Tierra, con un radio de unos 1.216 kilómetros

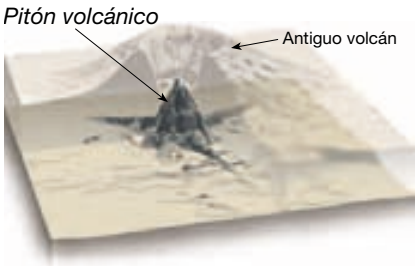


Número atómico (atomic number) Número de protones que hay en el núcleo de un átomo.
Número másico (mass number) La suma del número de neutrones y de protones del núcleo de un átomo.
Ocultación (occultation) Desaparición de luz que se produce cuando un objeto pasa detrás de otro aparentemente mayor. Por ejemplo, el paso de Urano por delante de una estrella distante.
Ola de oscilación (wave of oscillation) Ola en la cual la onda forma avances conforme las partículas de agua se mueven en órbitas circulares.
Ola de traslación (wave of translation) Avance turbulento del agua creado por las olas rompientes.
Oleada glaciar (surge) Período de avance glaciar rápido. Son típicamente esporádicas y cortas.
Onda de cuerpo (body wave) Onda sísmica que viaja a través del interior de la Tierra.
Onda P (P wave) La onda sísmica más rápida, que se transmite por compresión y expansión del medio.
Onda primaria (P) (primary (P) wave) Tipo de onda sísmica que implica la alternancia de compresión y expansión del material a través del que pasa.
Onda S (S wave) Onda sísmica, más lenta que una onda P, que viaja sólo a través de sólidos.
Onda secundaria (S) (secondary (S) wave) Onda sísmica que implica una oscilación perpendicular a la dirección de propagación.
Ondas de superficie (surface waves) Ondas sísmicas que viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra.
Ondas largas (L) (long (L) waves) Estas ondas generadas por los terremotos viajan a lo largo de la capa externa de la Tierra y son responsables de la mayor parte del daño de superficie. Las ondas L tienen períodos más largos que las otras ondas sísmicas.
Orogénesis (orogenesis) Los procesos que, en conjunto, tienen como consecuencia la formación de montañas.
Oxidación (oxidation) Pérdida de uno o más electrones de un átomo o ion. Denominado así porque los elementos se combinan normalmente con el oxígeno.
Paleomagnetismo (paleomagnetism) El magnetismo remanente natural en los cuerpos rocosos. La magnetización permanente adquirida por una roca que puede utilizarse para determinar la localización de los polos magnéticos y la latitud de la roca en el momento en que quedó magnetizada.

Paleontología (paleontology) Estudio sistemático de los fósiles y la historia de la vida sobre la Tierra.
Pangea (Pangaea) Supercontinente que hace 200 millones de años empezó a separarse y formar las masas terrestres actuales.

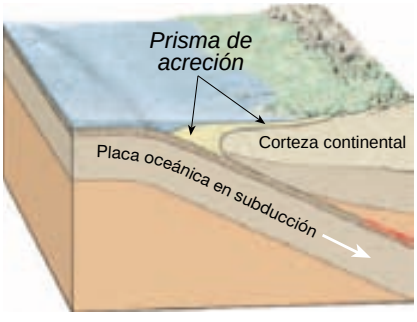


Paraconformidad (disconformity) Tipo de discontinuidad estratigráfica en la cual los estratos por encima y por debajo son paralelos.
Paradigma (paradigm) Teoría que se sostiene con un grado elevado de fiabilidad y que tiene un alcance extenso.
Pasta (groundmass) La matriz de cristales más pequeños dentro de una roca ígnea que tiene textura porfídica.
Pavimento desértico (desert pavement) Capa de grava y granos gruesos creada cuando el viento ha eliminado el material más fino.
Pegmatita (pegmatite) Roca ígnea de grano muy grueso (normalmente de tipo granítico) que se suele encontrar asociada a una gran masa de rocas plutónicas que tienen cristales más pequeños. Se cree que la cristalización en un ambiente rico en agua es responsable del gran tamaño de los cristales.
Perfil del suelo (soil profile) Sección vertical a través de un suelo que muestra su sucesión de horizontes y la roca madre subyacente.
Perfil de reflexión sísmica (seismic reflection profile) Método de observación de la estructura del subsuelo utilizando ondas sonoras de baja frecuencia que penetran los sedimentos y reflejan los contactos entre las capas rocosas y las zonas de falla.
Perfil longitudinal (longitudinal profile) Sección representativa de un cauce fluvial a lo largo de su curso descendente desde la cabecera a la desembocadura.
Peridotita (peridotite) Roca ígnea de composición ultramáfica que se cree abundante en el manto superior.
Período (period) Unidad básica de la escala de tiempo geológico que es una subdivisión de una era. Los períodos pueden dividirse en unidades más pequeñas denominadas épocas.
Período de onda (wave period) Intervalo temporal comprendido entre el paso de crestas sucesivas en un punto estacionario.
Período de retorno (return period) Véase *intervalo de recurrencia.*
Período de semidesintegración o vida media (half-life) Tiempo necesario para que se descompongan la mitad de los átomos de una sustancia radiactiva.
Permafrost Cualquier subsuelo permanentemente helado. Se encuentra normalmente en las regiones árticas y subárticas.
Permeabilidad (permeability) Medida de la capacidad de un material para transmitir agua.
Peso atómico (atomic weight) La media de las masas atómicas de los isótopos para un elemento dado.
Peso específico (specific gravity) Razón del peso de una sustancia con respecto al peso de un volumen igual de agua.
Pie de talud o elevación continental (continental rise) La superficie en suave pendiente que hay en la base del talud continental.
Pitón volcánico (volcanic neck) Resto aislado, con paredes empinadas y de origen erosivo que consiste en lava que una vez ocupó la chimenea de un volcán.



Pizarrosidad (slaty cleavage) Tipo de foliación característica de pizarras en la cual hay una disposición paralela de minerales metamórficos de grano muy fino.
Placa (plate) Una de las numerosas secciones rígidas de la litosfera que se mueve como una unidad sobre el material de la astenosfera.
Placer Depósito formado cuando los minerales pesados son concentrados mecánicamente por las corrientes, lo más habitual por arroyos y oleaje. Los placeres son fuentes de oro, estaño, platino, diamantes y otros minerales valiosos.
Planetas exteriores (outer planets) Planetas exteriores de nuestro Sistema Solar, que incluyen Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno y Plutón. Con la excepción de Plutón, estos cuerpos son conocidos como los planetas jovianos.
Planetas interiores (inner planets) Planetas interiores de nuestro Sistema Solar, que incluyen Mercurio, Venus, la Tierra y Marte. También se les denomina planetas terrestres debido a su estructura interna y su composición, similares a las de la Tierra.
Planeta joviano (Jovian planet) Uno de los planetas semejantes a Júpiter; Saturno, Urano y Neptuno. Estos planetas tienen densidades relativamente bajas.
Planeta terrestre (terrestrial planet) Uno de los planetas parecidos a la Tierra; Mercurio, Venus y Marte. Estos planetas tienen densidades relativamente altas.
Plano de estratificación (bedding plane) Superficie casi plana que separa dos estratos de roca sedimentaria. Cada plano de estratificación marca el final de un depósito y el comienzo de otro con diferentes características.
Plataforma continental (continental shelf) La zona sumergida de suave pendiente del margen continental que se extiende desde la línea litoral hasta el talud continental.
Plataforma de abrasión (wave-cut platform) Escalón o plataforma a lo largo de una costa al nivel del mar, cortada por erosión de las olas.
Plataforma estable (stable platform) Parte del cratón cubierta por rocas sedimentarias relativamente no deformadas y por debajo de la cual yace un complejo de base de rocas ígneas y metamórficas.
Plataforma glaciar (ice shelf) Es una masa grande y relativamente plana de hielo flotante que se extiende hacia el mar desde la costa, pero permanece unida a la tierra por uno o más lados, cuando el hielo glaciar fluye en las bahías.
Playa (beach) Acumulación de sedimentos que se encuentra a lo largo

del borde continental del océano o de un lago.
Playa alta (backshore) Porción interior del litoral, que se encuentra en el lado de tierra de la línea de costa de mareas altas. Suele estar seca y sólo se ve afectada por las olas durante los temporales.
Playa árida (playa) El área central plana de una cuenca desértica sin drenaje.
Playa baja (foreshore) Porción del litoral que se encuentra entre las marcas normales de marea alta y baja; la zona intermareal.
Pliegue (fold) Capa o serie de capas dobladas que originalmente eran horizontales y después se deformaron.
Pliegue monoclinal (monocline) Flexura de un solo flanco en los estratos. Los estratos suelen ser horizontales o con buzamientos muy suaves a ambos lados del pliegue monoclinal.
Pluma del manto (mantle plume) Masa de material del manto más caliente de lo normal que asciende hacia la superficie, donde producirá actividad ígnea. Estas plumas de material sólido pero móvil pueden originarse a tanta profundidad como el límite núcleo-manto.
Plutón (pluton) Estructura que se produce como consecuencia del emplazamiento y cristalización del magma bajo la superficie terrestre.
Polaridad inversa (reverse polarity) Campo magnético opuesto al que existe en la actualidad.
Polaridad normal (normal polarity) Campo magnético igual al que existe en la actualidad.
Polimorfismo (polymorphs) Dos o más minerales que tienen la misma composición química pero diferentes estructuras cristalinas. Son ejemplos las formas del carbono denominadas diamante y grafito.
Pórfido (porphyry) Roca ígnea con una textura porfídica.
Porosidad (porosity) Volumen de espacios abiertos en la roca o el suelo.
Pozo (well) Apertura horadada en la zona de saturación.
Pozo artesiano (artesian well) Pozo en el cual el agua surge por encima del nivel en el que se encontraba inicialmente.
Pozo artesiano no surgente (nonflowing artesian well) Pozo artesiano en el cual el agua no surge a la superficie porque la superficie piezométrica está por debajo del nivel del terreno.
Pozo artesiano surgente (flowing artesian well) Pozo artesiano en el cual el agua fluye libremente a la superficie de la tierra porque la superficie piezométrica está por encima del nivel del terreno.
Precámbrico (Precambrian) Todo el tiempo geológico anterior a la era Paleozoica.
Prerribera (offshore) Zona sumergida relativamente plana que se extiende desde la línea de rompiente hasta el borde de la plataforma continental.
Presión de confinamiento (confining pressure) Presión que actúa igual por todas partes.
Principio de la horizontalidad original (principle of original horizontality) Las capas de sedimentos se depositan generalmente en posición horizontal o casi horizontal.
Principio de la sucesión faunística (principle of faunal succession) Los organismos fósiles se sucedieron unos a otros de una manera definida y determinable, y cualquier período de tiempo puede reconocerse por su contenido fósil.
Prisma de acreción (accretionary wedge) Gran masa de sedimentos en forma de cuña que se acumula en las zonas de subducción. Aquí, los sedimentos son arrancados de la placa oceánica en subducción y acrecionado al bloque de corteza suprayacente.



Proceso externo (external process) Proceso como la meteorización, los procesos gravitacionales o la erosión alimentado por el Sol y que contribuye a la transformación de la roca sólida en sedimento.
Proceso interno (internal process) Proceso como la formación de una montaña o el vulcanismo que deriva su energía del interior de la Tierra y eleva la superficie terrestre.
Procesos gravitacionales (mass wasting) Movimiento pendiente abajo de roca, regolito y suelo bajo por la influencia directa de la gravedad.
Protón (proton) Partícula subatómica con carga positiva encontrada en el núcleo de un átomo.
Pumita (pumice) Roca vesicular vítrea de color claro que suele tener una composición granítica.
Punto caliente (hot spot) Concentración de calor en el manto capaz de producir magma, el cual, a su vez, surge en la superficie terrestre. El vulcanismo intraplaca que produjo las islas Hawaii es un ejemplo.
Punto de Curie (Curie point) Temperatura por encima de la cual un material pierde su magnetización.
Radiactividad (radioactivity, radioactive decay) Descomposición espontánea de ciertos núcleos atómicos inestables.
Rápidos (rapids) Parte del cauce de una corriente en la cual el agua empieza súbitamente a fluir con mayor rapidez y turbulencia debido a un escalonamiento abrupto del gradiente.
Rayos (rays) Haces brillantes que parecen radiar de ciertos cráteres en la superficie lunar. Los rayos consisten en finos derrubios expulsados del cráter primario.
Rebote elástico (elastic rebound) Liberación súbita de la tensión almacenada en las rocas que resulta del movimiento a lo largo de una falla.
Recurso mineral no metálico (nonmetallic mineral resource) Recurso mineral que no es un combustible ni es procesado por los metales que contiene.
Recurso no renovable (nonrenewable resource) Recurso que se forma o acumula durante lapsos tan largos de tiempo que su cantidad total debe considerarse fija.
Recursos minerales (mineral resource) Todos los depósitos descubiertos y no descubiertos de un mineral útil que puedan ser extraídos ahora o en algún momento del futuro.
Recursos renovables (renewable resource) Recursos que son prácticamente inagotables o que pueden

volver a reponerse en lapsos de tiempo relativamente cortos.

Red de drenaje interior (interior drainage) Modelo discontinuo de corrientes intermitentes que no fluyen hacia el océano.

Reflujo de la marea (ebb current) Movimiento de la corriente mareal en sentido contrario a la costa.

Refracción (refraction) Véase *refracción de las olas.*

Refracción de las olas (wave refraction) Cambio en la dirección de las olas cuando entran en aguas someras. La parte del oleaje en aguas someras se ralentiza, lo que provoca que las olas se curven y alineen con el contorno subacuático.

Regla del octeto (octet rule) Los átomos se combinan de manera que cada uno pueda tener la disposición electrónica de un gas noble.

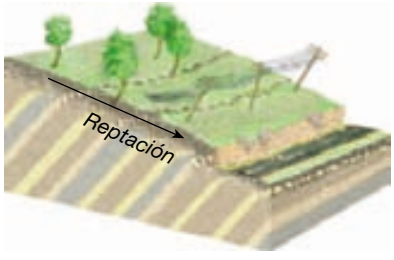
Regolito (regolith) Capa de roca y fragmentos minerales que cubre casi cualquier parte de la superficie terrestre de la Tierra.

Regolito lunar (lunar regolith) Capa fina de color gris que cubre la superficie de la Luna y que está compuesta por material suelto fragmentado que se cree formado por impactos meteoríticos repetidos.

Rejuvenecimiento (rejuvenation) Cambio en relación con el nivel de base, causado a menudo por levantamiento regional, que intensifica las fuerzas de erosión.

Réplica (aftershock) Terremoto más pequeño que sigue al terremoto principal.

Reptación (creep) Movimiento lento ladera debajo de suelo y regolito.



Reptación de falla (fault creep) Desplazamiento gradual a lo largo de una falla. Esta actividad ocurre de una manera relativamente suave y con poca actividad sísmica apreciable.

Reserva (reserve) Depósitos ya identificados a partir de los cuales pueden extraerse minerales beneficiables.

Retroceso de escarpe (cut bank) Área de erosión activa en el exterior de un meandro.

Ribera cercana (nearshore) Zona de una playa que se extiende desde la línea de costa de las mareas bajas hacia el mar hasta donde las olas rompen durante la marea baja.

Rift continental (continental rift) Zona lineal a lo largo de la cual la litosfera continental se estira y se separa. Su creación marca el inicio de una nueva cuenca oceánica.

Río influente (losing stream) Corrientes que pierden agua hacia el sistema de aguas subterráneas a través del lecho de la corriente.

Rizaduras (ripple marks) Pequeñas ondulaciones de arena que se desarrollan en la superficie de una capa de sedimento por acción del agua o el aire en movimiento.

Roca (rock) Mezcla consolidada de minerales.

Roca aborregada (roche moutonnée) Montículo asimétrico de roca, formada cuando la abrasión glaciar alisa la pendiente suave que mira hacia la capa de hielo que avanza y que arranca el lado opuesto, haciéndolo más empinado conforme el hielo pasa por encima del montículo.

Roca almacén (reservoir rock) La porción permeable y porosa de una trampa petrolífera que suministra petróleo y gas.

Roca de tapa (cap rock) Componente necesario de una trampa petrolífera. La roca de tapa es impermeable y, por consiguiente, evita que el petróleo y el gas, con tendencia ascendente, escapen a la superficie.

Roca ígnea (igneous rock) Roca formada por la cristalización del magma.

Roca intrusiva (intrusive rock) Roca ígnea que se formó bajo la superficie terrestre.

Roca madre (parent material) El material sobre el cual se desarrolla el suelo.

Roca madre (parent rock) La roca a partir de la cual se formó una roca metamórfica.

Roca metamórfica (metamorphic rock) Roca formada por la modificación de otras preexistentes en el interior de la Tierra (pero todavía en estado sólido) mediante calor, presión y/o fluidos químicamente activos.

Roca plutónica (plutonic rock) Roca ígnea que se forma en la profundidad. Recibe el nombre de Plutón, el dios del mundo inferior de la mitología clásica.

Roca sedimentaria (sedimentary rock) Roca formada a partir de los productos de meteorización de rocas preexistentes que han sido transportadas, depositadas y litificadas.

Roca sedimentaria química (chemical sedimentary rock) Roca sedimentaria que consiste en material precipitado del agua por medios orgánicos o inorgánicos.

Rocas sedimentarias detríticas (detrital sedimentary rocks) Rocas que se forman a partir de la acumulación de los materiales que se originan y son transportados como partículas sólidas, resultado de la meteorización mecánica y química.

Rompeolas (breakwater) Estructura que protege un área del litoral de las olas que rompen en él.

Ruptura de plataforma (shelf break) Punto en el cual se produce un aumento rápido de la profundidad, que marca el borde externo de la plataforma continental y el comienzo del talud continental.

Salinidad (salinity) Proporción de sales disueltas con respecto al agua pura, normalmente expresada en partes por mil (0/000).

Saltación (saltation) Transporte de sedimento a través de una serie de saltos o brincos.

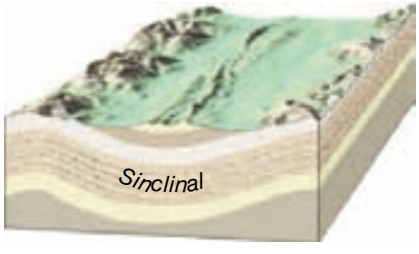
Sedimentación cristalina (crystal settling) Durante la cristalización del magma, los minerales formados en primer lugar son más densos que la porción líquida y sedimentan en el fondo de la cámara magmática.

Sedimento (sediment) Partículas no consolidadas creadas por la meteorización y la erosión de rocas, por precipitación química de soluciones acuosas o por secreciones de organismos, y transportadas por el agua, el viento o los glaciares.

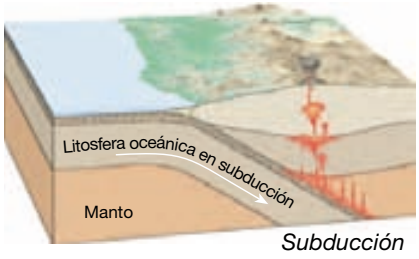
Sedimento biógeno (biogenous sediment) Sedimentos del fondo marino que consisten en material de origen marino-orgánico.

Sedimento hidrogénico (hydrogenous sediment) Sedimento del suelo oceánico que consiste en minerales que cristalizan a partir del agua del mar. Un ejemplo importante son los nódulos de manganeso.

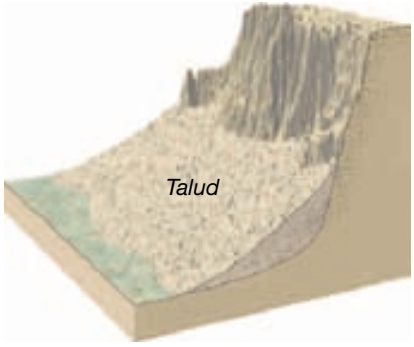
Sedimento terrígeno (terrigenous sediment) Sedimentos del fondo marino derivados de la erosión y la meteorización terrestre.
Selección (sorting) Grado de semejanza que tiene el tamaño de las partículas de un sedimento o una roca sedimentaria.
Serie de cristalización de Bowen (Bowen's reaction series) Concepto propuesto por N. L. Bowen que ilustra las relaciones entre el magma y los minerales que cristalizan a partir de él durante la formación de las rocas ígneas.
Siderolito (stony-iron meteorite) Una de las tres principales categorías de meteoritos. Este grupo, como su nombre indica, es una mezcla de hierro y silicatos.
Silicato (silicate) Cualquiera de los numerosos minerales que tienen el tetraedro silicio-oxígeno como su estructura básica.
Silicato claro (light silicate) Silicatos carentes de hierro y/o magnesio. En general tienen un color más claro y pesos específicos menores que los silicatos oscuros.
Silicato ferromagnesiano (ferromagnesian silicate) Véase *silicato oscuro*.
Silicato no ferromagnesiano (nonferromagnesian silicate) Véase *silicato claro*.
Silicato oscuro (dark silicate) Silicatos que contienen iones de hierro y/o magnesio en su estructura. Tienen un color oscuro y un peso específico más elevado que los silicatos no ferromagnesianos.
Sill Cuerpo ígneo tabular resultado de una intrusión paralela a las capas de la roca caja.
Sinclinal (syncline) Pliegue con disposición cóncava de los estratos sedimentarios; o encontrándose las rocas más modernas en el centro.



Sismo precursor (foreshocks) Pequeños terremotos que a menudo preceden a uno mayor.
Sismógrafo (seismograph) Instrumento que registra las ondas sísmicas.
Sismograma (seismogram) Registro realizado por un sismógrafo.
Sismología (seismology) Estudio de los terremotos y las ondas sísmicas.
Sistema (system) Grupo de partes interactuantes o interdependientes que forma un todo complejo.
Sistema abierto (open system) Sistema del que la materia y la energía entran y salen. La mayoría de los sistemas naturales pertenece a este tipo.
Sistema cerrado (closed system) Sistema independiente en cuanto a la materia; es decir, la materia ni entra ni sale.
Solifluxión (solifluction) Flujo lento pendiente abajo de materiales saturados de agua, comunes en las áreas con permafrost.
Solución hidrotermal (hydrotermal solution) Solución acuosa y caliente que escapa de una masa magmática durante las etapas tardías de la cristalización. Dichas soluciones pueden alterar la roca caja circundante y suelen ser el origen de depósitos significativos de menas.
Solum Los horizontes *O*, *A* y *B* del perfil del suelo. Las raíces vivas y otra vida vegetal y animal están confinadas en gran medida a esta zona.
Sonar Instrumento que utiliza señales acústicas (energía sónica) para medir las profundidades del agua. Sonar es un acrónimo de *so*und *na*vigation *r*anging (navegación sónica y medición de distancias).
Stock Plutón similar a un batolito, pero más pequeño.
Subducción (subduction) Proceso por medio del cual la litosfera oceánica se sumerge en el manto a lo largo de una zona convergente.



Subducción flotante (buoyant subduction) Subducción en la que el ángulo de descenso es pequeño porque la litosfera oceánica todavía está caliente y flota. Sucede donde un centro de expansión se encuentra próximo a una zona de subducción.
Subsuelo (subsoil) Término aplicado al horizonte *B* de un perfil de suelo.
Sucesión fósil (fossil succession) Los organismos fósiles se suceden unos a otros en un orden definido y determinable, y cualquier período temporal puede reconocerse por su contenido fósil.
Suelo (soil) Combinación de materia orgánica y mineral, agua y aire; la parte del regolito que soporta el crecimiento vegetal.
Suelo inmaduro (immature soil) Suelo que carece de horizontes.
Suelo residual (residual soil) Suelo desarrollado directamente a partir de la meteorización del substrato de roca subyacente.
Suelo transportado (transported soil) Suelos que se forman en depósitos no consolidados.
Superposición, ley de la (superposition, law of) En cualquier secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más moderno que el inferior.
Surco glaciar (glacial trough) Valle montañoso que ha sido ensanchado, profundizado y enderezado por un glaciar.
Sutura (suture) Zona a lo largo de la cual se unen dos fragmentos de la corteza. Por ejemplo, después de una colisión continental, los bloques se suturan.
Tabular Describe una morfología como un plutón ígneo que tiene dos dimensiones que son mucho más largas que la tercera.
Talud (talus) Acumulación de derrubios de roca en la base de un acantilado.



Talud continental (continental slope) Cuesta empinada que se dirige hacia el

fondo oceánico profundo y marca el borde mar adentro de la plataforma continental.

Taxonomía del suelo (soil taxonomy) Sistema de clasificación del suelo que consiste en seis categorías jerárquicas basadas en características observables del suelo. El sistema reconoce 12 órdenes del suelo.

Tectónica (tectonics) Estudio de los procesos a gran escala que globalmente deforman la corteza terrestre.

Tectónica de placas (plate tectonics) Teoría que propone que la capa externa de la Tierra consiste en placas individuales que interaccionan de varias maneras y, por consiguiente, producen terremotos, volcanes, montañas y la propia corteza.

Teoría (theory) Opinión comprobada y aceptada en general que explica ciertos hechos observables.

Terraza (terrace) Estructura plana en forma de banco producida por una corriente de agua, que quedó elevada conforme la corriente erosionaba en sentido descendente.

Terraza de kame (kame terrace) Estrecha acumulación de derrubios estratificados, depositados entre un glaciar y la pared del valle adyacente.

Terremoto (earthquake) Vibración de la tierra producida por la liberación rápida de energía.

Terreno (terrane) Bloque de corteza limitado por fallas, cuya historia geológica es distinta de la de los bloques de corteza adyacentes.

Tetraedro silicio-oxígeno (silicon-oxygen tetrahedron) Estructura compuesta de cuatro átomos de oxígeno que rodean a un átomo de silicio que constituye la unidad estructural básica de los silicatos.

Textura (texture) El tamaño, la forma y la distribución de las partículas que colectivamente constituyen una roca.

Textura afanítica (aphanitic texture) Textura de rocas ígneas en la cual los cristales son demasiado pequeños para que los minerales individuales puedan distinguirse sin la ayuda de un microscopio.

Textura clástica (clastic texture) Textura de las rocas sedimentarias que consiste en fragmentos (granos) de la roca preexistente.

Textura cristalina (crystalline texture) Véase *textura no clástica.*

Textura fanerítica (phaneritic texture) Textura de las rocas ígneas en la cual los cristales son aproximadamente iguales en tamaño y lo suficientemente grandes para que los minerales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio.

Textura foliada (foliated texture) Textura de las rocas metamórficas que proporciona a la roca un aspecto en capas.

Textura fragmentaria (fragmental texture) Véase *textura piroclástica.*

Textura no clástica (nonclastic texture) Término para designar la textura de las rocas sedimentarias en las cuales los minerales forman un mosaico de cristales.

Textura pegmatítica (pegmatitic texture) Textura de rocas ígneas en la que todos los cristales interconectados miden más de un centímetro de diámetro.

Textura piroclástica (pyroclastic texture) Textura de roca ígnea resultante de la consolidación de fragmentos individuales de roca que son expulsados durante una erupción volcánica violenta.

Textura porfídica (porphyritic texture) Textura de roca ígnea caracterizada por dos tamaños de cristal claramente diferentes. Los cristales más grandes se denominan fenocristales, mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina pasta.

Textura porfidoblástica (porphyroblastic texture) Textura de rocas metamórficas en la que los granos particularmente grandes (porfidoblastos) están rodeados por una matriz de granos finos de otros minerales.

Textura vesicular (vesicular texture) Término aplicado a las rocas ígneas afaníticas que contienen muchas pequeñas cavidades denominadas vesículas.

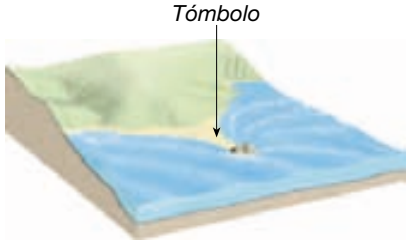
Tiempo de demora (lag time) Tiempo transcurrido entre una tempestad y una inundación.

Till Sedimento no clasificado depositado directamente por un glaciar.

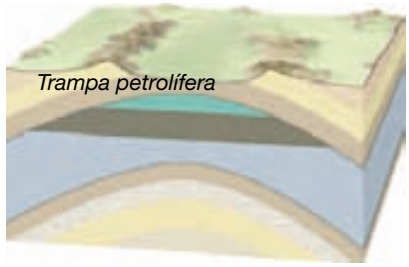
Tillita (tillite) Roca formada cuando el aluvión glaciar se litifica.

Toba soldada (welded tuff) Depósito piroclástico formado por partículas fundidas por la combinación del calor retenido en el depósito en reposo y el peso del material suprayacente.

Tómbolo (tombolo) Barra de arena que conecta una isla con el continente o con otra isla.



Trampa petrolífera (oil trap) Estructura geológica que permite la acumulación de cantidades significativas de petróleo y gas.



Transpiración (transpiration) Liberación de vapor de agua a la atmósfera por parte de las plantas.

Travertino (travertine) Forma de caliza ($CaCO_3$) que es depositada por manantiales calientes o como un depósito cárstico.

Tsunami Palabra japonesa para designar una ola marina asociada con un terremoto.

Túnel de lava (lava tube) Túnel en la lava endurecida que actúa como un conducto horizontal para la lava que fluye desde la chimenea volcánica. Los túneles de lava permiten que las lavas fluidas avancen largas distancias.

Turbidita (turbidite) Depósito de corriente de turbidez caracterizada por su estratificación gradada.

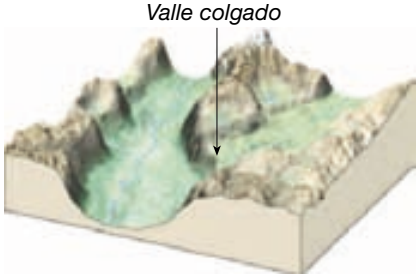
Unidad de masa atómica (atomic mass unit) Unidad de masa exactamente igual a un doceavo de la masa de un átomo de carbono-12.

Uniformismo (uniformitarianism) Concepto de que los procesos que han conformado la Tierra en el pasado geológico son esencialmente los mismos que los que actúan en la actualidad.

Vacío sísmico (seismic gap) Segmento de una zona de falla que no

ha experimentado un gran terremoto durante un intervalo en el que la mayoría del resto de segmentos sí lo ha hecho. Esos segmentos son probables lugares para grandes terremotos en el futuro.

Valle colgado (hanging valley) Valle tributario que entra en un valle glaciar a una considerable altura por encima del suelo del valle.



Valle de rift (rift valley) Valle largo y estrecho limitado por fallas normales. Representa una región en la que se está produciendo divergencia.

Valley train Cuerpo relativamente estrecho de terrenos de acarreo estratificados depositados en el suelo de un valle por corrientes de aguanieve que procede de la terminación de un glaciar alpino.

Velocidad de escape (escape velocity) Velocidad inicial que un objeto necesita para escapar de la superficie de un cuerpo celeste.

Velocidad de sedimentación (settling velocity) La velocidad a la cual las partículas caen a través de un líquido estático. El tamaño, la forma y el peso específico de las partículas influyen en la velocidad de sedimentación.

Ventifacto (ventifact) Canto o guijarro pulido y moldeado por el efecto de chorro de arena del viento.

Vesículas (vesicles) Aperturas esféricas o alargadas en la porción exterior de un torrente de lava que fueron creados por los gases que escapaban.

Vidrio (volcánico) (glass (volcanic)) Vidrio natural producido cuando la lava fundida se enfría demasiado deprisa como para permitir la recristalización. El vidrio volcánico es un sólido compuesto de átomos desordenados.

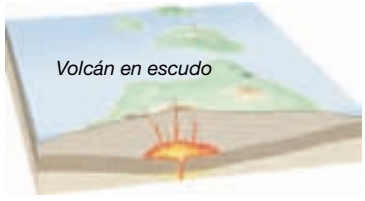
Viscosidad (viscosity) Medida de la resistencia al flujo de un fluido.

Vítrea (glassy) Término utilizado para describir la textura de ciertas rocas ígneas, como la obsidiana, que no contiene cristales.

Volátiles (volatiles) Componentes gaseosos del magma disueltos en el fundido. Los volátiles se vaporizarán con facilidad (formarán un gas) a las presiones superficiales.

Volcán (volcano) Montaña formada por lava, materiales piroclásticos o ambos.

Volcán en escudo (shield volcano) Gran volcán de pendiente suave construido a partir de lavas basálticas fluidas.



Volcánico (volcanic) Que pertenece a las actividades, estructuras o tipos de rocas de un volcán.

Volcanismo intraplaca (intraplate volcanism) Actividad ígnea que se produce en el interior de una placa tectónica lejos de los bordes de placa.

Xenolito (xenolith) Inclusión de roca madre no fundida en un plutón ígneo.

Xerofita (xerophyte) Planta muy tolerante a la sequía.

Yardang Cresta aerodinámica, esculpida por el viento, con el aspecto de un casco de barco al revés, con una orientación paralela al viento predominante.

Zona de acumulación (zone of accumulation) Parte de un glaciar caracterizada por la acumulación de nieve y la formación de hielo. El límite externo de esta zona es el límite de nieves perpetuas.

Zona de aireación (zone of aeration) Área por encima del nivel freático donde los poros del suelo, el sedimento o la roca no están saturados de agua, sino llenos fundamentalmente de aire.

Zona de baja velocidad (low-velocity zone) Subdivisión del manto localizada entre 100 y 250 kilómetros y discernible por un notable descenso de la velocidad de las ondas sísmicas. Esta zona no circunda homogéneamente la Tierra.

Zona de Benioff (Benioff zone) Véase *zona de Wadati-Benioff.*

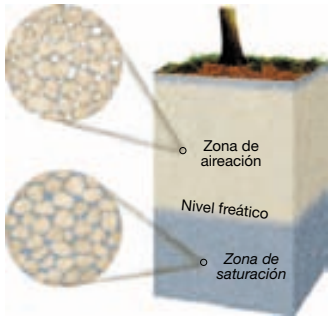
Zona de ablación (zone of wastage) Parte de un glaciar más allá del límite de nieves perpetuas donde cada año se produce una pérdida neta de hielo.

Zona de fractura (fracture zone) Zona lineal de topografía irregular en el fondo oceánico profundo que sigue a las fallas transformantes y sus extensiones inactivas.

Zona de fractura (zone of fracture) Porción superior de un glaciar que consiste en hielo quebradizo.

Zona de rift (rift zone) Región de la corteza en la que la extensión conduce al fallado normal y a las estructuras asociadas con este tipo de fallas. En las zonas de rift activas se produce expansión del suelo oceánico.

Zona de saturación (zone of saturation) Zona donde todos los espacios abiertos en el sedimento y en la roca están completamente llenos de agua.



Zona de sombra (shadow zone) Zona comprendida entre los 105 y los 140 grados de distancia desde un epicentro sísmico en la cual no se reciben las ondas «P» debido a su refracción por el núcleo de la Tierra.

Zona de subducción (subduction zone) Zona larga y estrecha donde una placa litosférica desciende por debajo de otra.

Zona de Wadati-Benioff (Wadati-Benioff zone) Zona estrecha e inclinada de actividad sísmica que se extiende desde una fosa y desciende a la astenosfera.

Índice analítico

Abanico submarino, 368
Abanicos aluviales, 215, 437, 459, 545
Abarrancamientos, 194, 468
Ablación, 513
Abrasión, 514, 517, 551, 565
Acanaladuras, 276, 448
Acantilados litorales, 570, 575
Ácido carbónico, 182, 499
Ácido sulfúrico, 182
Acontecimiento de Tunguska, 645
Acreción, orogénesis y, 412-414
Actividad biológica, 179
Actividad ígnea intrusiva, 157-162, 401-403
Actividad ígnea. *Véase también* Volcanes, 157-168
  intrusiva, 157-161
  recursos minerales y, 609-613
Actividad tectónica. *Véase* Tectónica de placas
Acuicluidos o acuicludos, 485-486, 488, 491
Acuíferos, 485-486, 487, 497
Acuñamiento de hielo, 177
Aerolitos, 648
Aerosoles, 170, 598-599
Afloramientos, 108, 298
Afluentes yazoo, 459
Ágata, 211
Agregados, 79
Agua corriente. *Véase* Inundaciones; Corrientes de agua
Agua del suelo, 187
Agua dura, 180
Agua muerta, 584
Agua. *Véase también* Inundaciones; Aguas subterráneas; Corrientes de agua, 179, 180, 187, 233, 427, 480, 481, 543-544, 636, 638
Aguas residuales, 497
Aguas subterráneas, 479-504
Aguja de inclinación, 46
Akrotiri, 149-150
Albita, 95
Alfisoles, 192, 194-195
Alimentación de playa, 576-577
Alpes, 408
Altímetros radar, 364
Altura de los ríos, 452
Altura de ola, 562, 563
Aluminio, 80, 92, 95
Aluviales, llanuras, 523, 524-525
Aluvión, 456
Ámbar, fosilización en el, 264
Ambiente marino poco profundo, 218
Ambiente marino profundo, 218-219
Ambiente, 2-3, 10, 83, 214-220, 268
Ambientes deposicionales continentales, 215-218
Ambientes deposicionales marinos, 218-219
Ambientes marinos de transición, 220
Americanos nativos, 119, 120
Amosita, 83
Amplificación de las ondas sísmicas, 325, 326
Amplificación de las ondas, 325, 327
Amplificación del movimiento del terreno, 325, 326
Análisis del isótopo de oxígeno, 531
Andesita porfídica, 120
Andesita, 115, 120, 634
Andisoles, 192, 194-195
Anfíboles, 58, 96, 100, 114, 121, 127
Anfibolita, 240
Ángulo de reposo, 428
Anhidrita, 101
Anillo de Fuego, 148, 161, 163
Anillos del árbol, 272
Anión, 84
Anortita, 95
Anticiclones (bajas presiones) subtropicales, 540
Anticlinales, 292, 293, 294, 594, 595
Antracita, 212, 238
«Apagamientos» (extinción de las marismas), 463
Arabia, 37
Aragonita, 87, 202
Arcaicos, 379
Arcilla abisal, 220-221
Arcilla, 98, 184, 220-221, 486, 617
Arco de islas volcánicas. *Véase* Arcos insulares
Arco de las Aleutianas, 399
Arcos insulares, 22, 23, 59-60, 163, 164, 369, 398-400
Arcos litorales, 570-571, 574
Arcos volcánicos continentales, 58, 164, 163, 369, 398
Arcos volcánicos, 58, 164, 163, 368, 369, 398, 401
Arcosa, 206
Archipiélagos insulares, 163
Archipiélagos insulares, 163
Arena, 194-195, 565-570, 575, 616
Arenas asfálticas, 601
Arenas asfálticas, 601-602
Arenas voladoras, 194-195
Arenisca, 25, 204, 205-206, 274
Aridisoles, 192, 194-195
Aristas, 517
Arqueología, paleontología vs., 264
Arranque, 161
Arranque, 514, 518
Arrastre, 564
Arrecife barrera, 372
Arrecife periférico, 372
Arrecifes de coral, 208-210, 372
Arrecifes, 208-210, 372
Arroyo, 544
Artefactos, 264
Asbesto, 83
Asbestosis, 83
Asimilación, 128-129
Astenosfera, 17, 18, 51, 345, 346, 351, 376
Asteroides, 246, 643-644, 645
Atlántida, 149-150
Atmósfera, 11, 596, 597, 633, 637, 639, 641, 642
Atolones de coral, 372
Atolones, 372
Átomos, 80-81, 82, 86, 267
Augita, 96, 99, 100
Aureola, 242
Avalancha de derrubios de Nuuanu, 442
Avalancha de rocas, 432-433
Avalanchas de nieve, 434
Avalanchas incandescentes (nubes ardientes), 151-152
Avalanchas, 151-152, 432-433
Avalonia, 388
Avenidas, 472-474
Azufre, 101, 618

Bajada, 545
Balance de un glaciar, 513-514
Balance hídrico, 447
Baltica, 388
Bandeado gnéisico, 235-236, 247
Baritina, 101
Barjanes, 555
Barra de bahía, 571, 575
Barras de arena, 456
Barras de grava, 456
Barras de meandro, 456, 457
Barras, 456, 571
Barreras costeras, 578-579
Basaltos de inundación de Etendeka, 383
Basaltos de inundación, 155
Basaltos, 16, 25, 71, 115, 120-121, 155, 350, 375, 378, 379
Batida, 564, 565, 569
Batimetría, 362-363
Batolitos, 158, 160-161, 403

Bauxita, 615
Berilo, 78
Bermas, 562
Biocomunidades de la chimenea hidrotérmica, 379
Biomasa, 592
Biosfera, 11
Biotita, 96, 100, 114, 121, 127
Birrefracción, 92
Bitumen, 601, 602
Bloque continental, 401
Bombas volcánicas, 86, 143
Borde de placa de tipo andino, 398, 400-405
Bordes conservadores (bordes de falla transformante), 51, 53, 54, 61-63
Bordes constructivos (bordes divergentes), 53, 54-56
Bordes convergentes. *Véase también* Montañas; Zonas de subducción, 53, 54, 56-60, 249-250
Bordes de falla transformante, 51, 53, 54, 61-62
Bordes destructivos. *Véase* Bordes convergentes
Bordes divergentes (bordes constructivos), 53, 54, 55, 56
Bornhardts, 547
Bornita, 78, 614
Boro, 80
Bosque tropical, 193
Bosques, daño causado por la precipitación ácida a los, 181
Brecha de falla, 238, 245
Brecha volcánica, 122
Brecha, 204, 207, 238, 245
Brillo metálico, 89
Brillo no metálico, 89
Brillo, 104
Brillo, 89
«Brújulas fósiles», 42
Burgess Shale, 265
Buzamiento (inclinación), 290, 291
Buzamiento, 290, 293

Cabalgamiento ciego, 294
Cabecera, 450-451
Cabellera, 644
Cabellos de pele, 112
Cadenas dobles, 93, 95, 96
Cadenas sencillas, 93, 94, 96
Calcio, 92, 95
Calcita. *Véase* Caliza
Calcopirita, 78, 101, 102, 614
Caldera La Garita, 154
Calderas de hundimiento, 153
Calderas de tipo Crater Lake, 153
Calderas de tipo hawaiano, 153
Calderas de tipo Yellowstone, 153, 154
Calderas, 144, 145-146, 153-155
Calentamiento global, 12, 601
Calisto, 637
Caliza oolítica, 210
Caliza, 25, 26, 27, 79, 80, 87, 101-102, 180, 203, 208, 210, 214, 498-499, 616
Calizas inorgánicas, 210
Cambio de fase, 87, 351
Campos de drumlins, 523
Campos magnéticos, 41-44, 46-50, 353-354
Canalización, control de inundaciones por, 474-475
Cáncer de pulmón, 83
Canchales o pedregales, 177, 431
Cantos, 519
Caolinita (porcelana), 99
Capa activa, 442
Capa D, 351
Capa superficial del suelo, 191
Capacidad de una corriente, 456
Capas concordantes, 258
Capas de adobe, 190
Capas de base, 460
Capas duras, 190
Capas frontales, 460
Capas, 25, 220, 222, 258, 460
Captura electrónica, 268
Captura, 470
Cara de deslizamiento, 553
Carbón bituminoso, 212-213
Carbón, 79, 212-213, 592-594
Carbonato cálcico, 208
Carbonatos, 92, 101
Carbonización, 264
Carbono fijado, 212
Carga de fondo, 454, 455, 547
Carga disuelta, 454
Carga suspendida, 445, 464, 548
Casiterita, 516
Casquetes polares del Antártico, 508
Cataratas, 464
Catastrofismo, 3-4
Catión, 84
Cavernas, 499-500
Células solares, 604
Cementación, 25, 203
Ceniza volcánica (escoria), 122
Ceniza, 125, 142, 155
Cenizas de sosa (carbonato sódico), 80
Cenizas volcánicas, 142
Ceres, 643
Ciclo de las rocas, 27, 28, 193, 506
Ciclo del carbono, 209-210
Ciclo hidrológico. *Véase también* Corrientes de agua, 13, 446-448, 484, 506
Ciclones, 566
Ciclos de congelación-deshielo, 185
Ciego, cabalgamiento, 294
Ciénagas, 459
Ciencia del Sistema Tierra, 11-13
Científica, prioridad, 47
Cinabrio, 101
Cinturón circum-Pacífico, 22, 318
Cinturón de humedad del suelo, 481
Cinturón de Kuiper, 646
Cinturones de pliegues y fallas, 405
Cinturones montañosos, 21, 22, 39, 397
Cinturones sísmicos, 317
Circo glaciar, 515, 517
Clima seco, 539
Clima, 11, 168-171, 185, 188, 532, 539, 543, 598-599
Climas húmedos, 539
Climatología, 531
Clorita, 229
Cloro, 85
Clorofluorocarbonos, 601
Cobre, 80, 101, 610, 611, 613, 615
Coesita, 246
Cola de cometa, 645-646
Colada de barro (flujo de derrubios), 138, 152-153, 436-437
Coladas aa, 141, 147
Coladas almohadilladas, 141, 142
Coladas de bloque, 141
Coladas de lava, 140-142
Colapso gravitacional, 417-418
Colectores solares activos, 604
Colectores solares pasivos, 604
Cololitóforos, 221
Color de la raya, 89
Color, 89
Coloración exótica, 89
Coloración inherente, 89
Columna de agua oscilante, 609
Columnas de erupción, 140, 149
Columnas, 500
Combustibles fósiles, 181, 210, 592, 596-601
Cometa Hale-Bopp, 647
Cometa Halley, 647
Cometas, 246, 644-647
Compactación, 25, 203
Competencia de una corriente de agua, 456
Complejo de diques en capas, 377, 378
Complejo ofiolítico, 377
Complementos alimenticios, minerales en los, 80
Comportamiento plástico, 356
Composición basáltica, 58, 114
Composición granítica, 113-115
Compuestos, 82, 85
Conchas, 221
Condrita carbonácea, 649
Conducción, 355
Conductividad hidráulica, 487
Conductividad hidráulica, 487
Conducto (tubo) volcánico, 143
Conglomerado de cantos alargados, 232, 238
Conglomerado, 204, 207
Cono de depresión, 490-491
Cono parásito, 144
Conos compuestos, 145, 147-153, 158
Conos de cenizas (escoria), 145, 146-147, 156, 158
Conos de escorias (cenizas), 145, 146-147, 156, 158
Conos volcánicos, 143, 144, 146-147, 156, 159
Contaminación del aire, 593-594, 596
Contaminación salina, 494-495
Contaminación, 197, 497-499, 593, 596
Contaminantes del aire, 596
Contaminantes primarios, 596
Contaminantes secundarios, 596

Continentes, 19-23, 56, 404-410, 418-420
Contracorriente, 569
Convección de todo el manto, 71-72
Convección del manto, 69, 71, 72, 355-356, 418
Convección placa-manto, 41, 45, 71-73, 389
Convección. *Véase* Convección del manto; Convección placa-manto
Convergencia continental-continental, 60
Convergencia oceánica-continental, 58
Convergencia oceánico-oceánica, 58-60
Coprolitos, 264
Coquina, 208, 210
Corindón, 97, 101, 103
Corriente anastomosada, 457-458
Corriente antecedente, 470
Corriente ascendente del manto, 375
Corriente gradada, 454
Corriente litoral, 569, 575
Corriente sobreimpuesta, 471
Corrientes de agua efímeras, 543-544
Corrientes de agua, 215, 447, 448-470, 483, 486, 543-544
Corrientes de resaca, 570
Corrientes de turbidez, 223, 368
Corrientes, 223, 268, 569-570, 575, 584-585
Corteza continental, 16
Corteza oceánica, 16, 17, 376-379
Corteza. *Véase también* Convección del manto; Corteza oceánica, 124, 229, 344, 345, 349-351, 355, 415-419, 527, 529
Costa, 560, 572-579
Costas de emersion, 581
Costas de inmersión, 581
Costeras, zonas húmedas, 462, 463
Cráter de Copérnico, 629, 631
Cráter de impacto, 628
Cráter de Kepler, 629
Crater Lake, 153, 154
Cráteres, 143, 145, 262, 628-629, 631
Cratones, 22-23
Crecimiento de la población, 2-3, 591
Creep de falla, 312, 335
Crestas, 562, 563
Creta, 210
Crisótilo, 83
Cristal, 80
Cristales de feldespato, 118
Cristales, 86, 113
Cristalización, 28, 109, 126-129, 127, 129, 158
Crocidolita, 83
Cromitas, 611
Crones, 48
Cuarcita, 238, 241, 274
Cuarzo, 78, 79, 80, 89, 96, 98, 103, 114, 117, 182, 203
Cuarzoarenita, 206
Cuenca de drenaje, 468, 469
Cuenca de trasarco, 399-400
Cuencas de antearco, 403
Cuencas de los maria, 631
Cuencas oceánicas profundas. *Véase también* Llanuras abisales; Guyots; Llanuras oceánicas; Montes submarinos; Fosas submarinas, 23, 368-371, 380-384
Cuencas. *Véase también* Cuencas oceánicas profundas, 294-295
Cuerpos ígneos masivos, 158
Cuerpos ígneos tabulares, 158
Curvas de temperatura de fusión, 123
Charnela, 291
Charon, 642, 643
Chile, terremotos en, 329, 400
Chimenea, 143
Chimeneas litorales, 570-571, 574
Chimeneas volcánicas, 143, 156

Datación con carbono radiactivo (carbono-14), 272-274
Datación con carbono-14 (carbono radiactivo), 272-273
Datación con potasio-argón, 271
Datación cruzada, 272
Datación radiométrica, 262, 267-274
Datación relativa, 5, 7, 257-276
Deflación, 551
Deformación de la corteza. *Véase también* Fallas; Pliegues; Diaclasas, 234, 283-306, 311
Deformación dúctil, 286, 287, 288, 313
Deformación elástica, 286, 287
Deformación frágil, 286, 287
Deformación, 286-287
Deformación, esfuerzo vs., 287
Deformación. *Véase* Deformación de la corteza
Deimos, 636
Delta del Mississippi, 460-461
Delta del Nilo, 460
Delta en pata de pájaro, 460, 461
Deltas de inundación, 585
Deltas de reflujo, 584
Deltas mareales, 571, 584
Deltas, 220, 459-463, 571, 584
Dendrocronología, 272-273
Densidad de cráteres, 262
Deposición, 670, 671
Depósito diseminado, 613
Depósitos de canal. *Véase también* Abanicos aluviales; Deltas; Llanuras de inundación, 456-463
Depósitos de contacto con el hielo, 525
Depósitos de loess (limo), 555-556
Depósitos de placeres, 615-616
Depósitos de plata, 615
Depósitos eólicos, 552-556
Depósitos filonianos, 613
Depresión ecuatorial, 539
Depresiones de deflación, 551
Depresiones glaciares, 525
Deriva continental, 9, 34, 45, 47, 51, 362
Deriva polar, 44-45
Derrubios estratificados, 519, 524-525
Derrubios glaciares. *Véase también* Derrubios estratificados; Till, 518-519
Desarrollo de las formas del terreno, 426
Descenso de nivel, 490
Descompresión, 177
Desembocadura de una corriente de agua, 451
Desertización, 550
Desfiladeros, 470
Desgaste, zona de, 513
Desierto de sombra pluviométrica, 540-541, 543
Desierto de Turkestán, 542
Desiertos de latitudes bajas, 538-540
Desiertos de latitudes medias, 540
Desiertos, 218, 537-558
Deslizamiento basal, 511
Deslizamiento de derrubios, 433-436
Deslizamiento dextral, 301, 303
Deslizamientos de rocas, 431, 434-436
Deslizamientos submarinos, 442, 443
Deslizamientos, 328-329, 426, 429-430, 433, 442
Deslizamientos, 432
Desmembramiento glaciar, 513
Desplome, 431, 434, 435
Desprendimientos, 430-431
Desprendimientos, 431
Diaclasas columnares, 160, 301
Diaclasas, 160, 178, 301
Diagénesis, 202-203
Diamantes, 19, 78, 87-88, 89, 101, 246, 612
Diatomeas, 211, 221
Diferenciación magmática, 128, 129, 130, 140
Dinamo, 354
Dinosaurios, 169, 274, 276
Dione, 640
Diorita, 114, 120, 121
Dióxido de azufre, 598
Dióxido de carbono, 12, 169, 182, 209-210, 276
Diques artificiales, 463, 474, 475
Diques naturales, 458
Diques, 159
Diques, 458, 463, 474
Diques, 573-576
Dirección (rumbo), 290, 294
Discontinuidad de Lehmann, 350
Discontinuidad de Mohorovicic (Moho), 347, 351
Discontinuidad, 343, 344
Discordancia angular, 259, 260, 261, 264
Distribuidores, 460
Divisorias, 468, 469
Dolinas, 480, 500-501
Dolomia, 101, 210
Dolomita, 101
Domos de exfoliación, 178
Domos de lava, 150
Domos salinos, 595
Domos, 294-295
Donga, 544
Dorsal Centroatlántica, 45, 67, 371-373, 374, 378
Dorsal del Pacífico oriental, 373, 375, 378, 386
Dorsal oceánica (mesoceánica), 23, 45, 55, 56, 362-371, 374-375, 374, 376-377, 378

Dorsales, 294
Drenaje ácido de mina, 181, 182
Drenaje dendrítico, 468, 469
Drenaje interior, 544
Drenaje, 468-471, 472, 544
Drumlins, 522, 553
Ductilidad, 232
Dunas barjanoides, 554, 555
Dunas en estrella, 554, 555
Dunas longitudinales o seif, 554, 555
Dunas parabólicas, 554, 555
Dunas transversas, 555
Dunas, 218, 552-553, 571-572
Dureza, 90
Dust Bowl, 196, 548, 549

Ecosondas, 362
Edades geológicas, 266
Efecto invernadero, 169, 580, 596-598
Efluentes, 483
Ejecta, 628
Electrones de valencia, 82
Electrones, 81, 82, 84
Elementos, 80, 81
Eluviación, 191
Embalses, 475
Energía eólica, 592, 605
Energía geotérmica, 592, 607-608
Energía hidroeléctrica, 592, 606
Energía liberada por los terremotos, 321-324, 325
Energía mareal, 608-609
Energía nuclear, 592, 603-604
Energía solar, 592, 604-605
Enlace metálico, 86
Enlaces covalentes, 85
Enlaces iónicos, 82, 84, 85
Enlaces químicos, 82-86
Enriquecimiento secundario, 614
Entisoles, 191, 192
Eón Arcaico, 277
Eón Fanerozoico, 5, 274
Eón Hádico, 274
Eón Proterozoico, 277
Epicentro de los terremotos, 308, 315, 317
Época Pleistocena, 526
Épocas, 275
Era Cenozoica, 274, 277
Era Mesozoica, 274, 277
Era Paleozoica, 274
Eras geológicas, 274
Erosión causada por las olas, 564-565
Erosión de la costa del Pacífico, 579
Erosión en los farallones, 579
Erosión eólica, 548-552
Erosión laminar, 194
Erosión remontante, 469, 470
Erosión, 4, 5, 28, 156, 176, 193-198, 264, 297, 417, 454 ,456, 469, 470, 506, 514-517, 544, 548-552, 564-565, 570-571, 573, 577-579, 628
Erráticos glaciares, 519
Erupciones fisurales, 155-156, 157
Erupciones laki, 156
Erupciones volcánicas, 13, 108, 137, 143, 155-156
Escala de huracanes Saffir-Simpson, 566, 567
Escala de intensidad modificada de Mercalli, 321
Escala de Mohs, 90
Escala de Richter, 321-322, 323
Escala de tiempo geológico, 256-257, 275, 274-279
Escala de tiempo magnético, 48
Escala logarítmica, 322
Escalas de intensidad, 320, 321
Escalas de magnitud, 320, 321-323
Escarpes de falla, 296, 299
Escoria («roca de lava»), 122, 143
Escorrentía, 446, 448
Escudo Canadiense, 22, 250
Escudos, 22-23, 228, 250
Esfalerita, 101, 102, 614
Esfuerzo compresional, 285
Esfuerzo de cizalla, 285-286
Esfuerzo diferencial, 231-232, 234, 285
Esfuerzo tensional, 285, 286
Esfuerzo, 231-232, 233, 284-288
Eskers, 522, 524, 525
Espacio de poros, 205
Espejos de falla, 296
Espeleotemas, 500
Espigones, 573
Espilita, 250
Espinela, 87, 103, 351, 352
Espodosoles, 190-191, 192
Espodumena, 113
Espolón, 515
Espolones truncados, 516
Esquisto clorítico (esquisto verde), 238
Esquisto, 26, 235, 237, 240
Esquistos azules, 249
Esquistosidad, 235
Estabilización dura, 573-577
Estalactitas, 500
Estalagmitas, 500
Estaurolita, 238, 249
Estepas, 540-541
Estrangulamientos artificiales, 475
Estrangulamientos, 466, 475
Estratos cruzados, 222, 553
Estratos gradados, 222, 223
Estrato-volcanes, 145, 147-148, 158
Estriaciones glaciares, 514
Estriaciones, 98
Estructura en láminas, 93, 95, 96
Estructura en red, 96
Estructuras deposicionales, 552
Estructuras rocosas, 288-289
Estuarios, 581
Estudios de campo, 248
Etna, monte, 144, 170
Europa, 637, 638
Evaporitas, 211-212, 218
Evapotranspiración, 447
Evidencias paleoclimáticas, 39-40
Excentricidad de la órbita de la Tierra, 532
Exfoliación, 90, 96, 100, 324-235, 236
Expansión del fondo oceánico, 55-56, 64, 66, 68, 69, 374-375, 376, 378
Expansión térmica, 178-179
Extinción de las marismas («apagamientos»), 463
Extinción masiva, 276

Facies, 220, 222
Falla de despegue, 298-299
Falla de San Andrés, 63, 295, 301, 302, 310, 312, 332-335, 387
Falla transformante de Mendocino, 63
Falla transformante, 301
Fallas con desplazamiento vertical, 296-299
Fallas de desplazamiento horizontal, 299-301, 302
Fallas inversas, 296-297, 299-301
Fallas normales, 297-299
Fallas, 294, 295-304, 309-312
Fango calcáreo, 221
Fango silíceo, 221
Faro del cabo Hatteras, 578
Febe, 641
Fecha numérica, 257
Fecha numérica, 257
Feldespato potásico, 96, 98, 127
Feldespato, 79, 95, 96, 97-98, 114, 121, 127, 182-183, 611
Fenocristales, 112, 118
Fertilizantes, 617-618
Fetch, 562
Fibra de vidrio, 83
Fijado, carbono, 212
Filita, 237, 240
Fiordos, 517
Fisilidad, 205
Fisión nuclear, 603
Fisión nuclear, 603
Fisura Laki, 141
Flancos, 291-292
Flechas, 232, 571-572, 575
Flujo de calor en la corteza, 355
Flujo de corriente, 448-450, 452, 480
Flujo de derrubios (colada de barro), 138, 152-153, 436-439
Flujo descendente, 356, 357
Flujo laminar, 448
Flujo laminar, 448, 570
Flujo plástico, 510, 511
Flujo turbulento, 448
Flujo, 432, 510
Flujos de tierra, 431, 439
Flujos mareales, 584
Flujos piroclásticos, 151, 152
Fluorita, 78, 101
Foco (hipocentro), 308, 310, 315
Foliación, 233-235, 236
Foliación, 234-235
Fondo de playa, 562
Fondo oceánico. *Véase también* Cuencas oceánicas profundas, 19, 23, 50, 51, 63-64, 65, 351-393
Foraminíferos, 219, 221
Forma cristalina, 88-89

Forma del cauce, velocidad de la corriente y, 448-450
Formación de montañas, 118, 415-422
Formaciones, 289
Fosas submarinas, 23, 56, 368, 369-371
Fosas tectónicas asimétricas, 298
Fosfatos, 617-618
Fósiles índice o guía, 266
Fósiles petrificados, 264
Fósiles, 5-7, 37-38, 223, 233, 262-266, 277
Fotovoltaica, 604
Fractura concoide, 90, 92
Fracturas. *Véase también* Fallas; Diaclasas, 90-91, 92
Fragmentación continental, 56, 57, 166, 283-386
Fragmentos sumergidos de la corteza, 412
Franja capilar, 481, 482
Fuentes o manantiales, 487-491, 493
Fuentes termales, 488-491
Fuerza de arrastre de la placa, 70, 384, 399
Fuerza de arrastre del manto, 70
Fuerza de empuje de dorsal, 70
Fuerza de resistencia de la placa, 70
Fumarola oceánica, 243, 244, 379, 613, 614
Fumarolas, 144
Fundido, 108, 126, 130
Fusión parcial, 58, 108, 129-130, 163
Fusión por descompresión, 123, 163, 375
Fusión, 58, 108, 122-125, 129-130, 163, 375

Gabro, 114, 120, 121, 377, 378
Galena, 92, 101, 102, 614
Ganímedes, 637
Gargantas, 470
Gas natural, 594-595
Gases invernadero, 12, 276, 597
Gases nobles, 81
Gases traza, 601
Gases, 12, 142-143, 276, 596, 598, 625
Gastrolitos, 264
Géiseres, 488-490
Geiserita, 489
Geiserita, 489
Gelisoles, 192, 194-195
Geología estructural, 284
Geología física, 2
Geología histórica, 2
Geología, 1-31
Giotto, 647
Glaciación, 530-534
Glaciares alpinos (de valle), 506, 514, 515
Glaciares de meseta, 507
Glaciares de piedemonte, 508, 509
Glaciares de valle (alpinos), 506, 514, 515
Glaciares, 10, 505-530
Glaciares, derrubios. *Véase también* Derrubios estratificados; Till, 517, 519
Glaciares, erráticos, 519
Glossopteris, 38
Gneis, 26, 27, 236, 238-239
Gondwana, 388
Goterones, 208, 500
Grabens o fosas tectónicas, 298-299, 380
Gradiente geotérmico, 122, 229, 230, 355
Gradiente hidráulico, 487
Gradiente, 122, 229, 230, 355, 449-450, 487
Grafito, 87-88, 91, 101, 239
Gran Cañón, 5, 205, 206, 256, 258, 259, 260, 289, 427
Granate, 97, 100, 238, 249
Granito, 24, 25, 78-79, 115, 116, 117-118, 120, 126, 182-183
Granodiorita, 16, 350
Grauvaca, 206
Gravas, 206, 616
Gravedad, 427, 486, 583
Grietas de desecación, 221-222, 223
Grietas glaciares o crevasses, 513
Groenlandia, 37, 506, 507
Guyots, 45, 369, 370-371
Guyots, 45, 369, 370-371

Halita, 87, 101, 102, 179-180, 211, 618
Haluros, 101
Harina de roca, 514
Hechos científicos, 7, 8
Hematita, 101, 102, 192, 206
Hidratos de gas, 592
Hidrógeno metálico líquido, 637
Hidrólisis, 182
Hidroscopia, 490
Hidrosfera, 11, 480
Hielo glaciar, 232, 288
Hielo(s). *Véase también* Glaciares, 101, 510, 625
Hierro, 19, 92, 95, 648
Himalaya, 37, 60, 61, 405, 406-407
Hipocentro (foco), 308-310-315
Hipótesis (modelo), 7-8, 9
Hipótesis de la expansión del fondo oceánico, 45, 46, 48-50
Hipótesis de la nebulosa primitiva, 14, 15, 626
Histosoles, 192, 194-195
Hogbacks, 294, 411
Horizonte de suelo *A*, 191, 194-195
Horizonte de suelo *B*, 190, 191
Horizonte de suelo *C*, 190, 191
Horizonte de suelo *E*, 190, 191
Horizonte de suelo *O*, 190, 191
Horizontes (zonas del suelo), 190-193
Hornblenda, 79, 96, 100
Hornfels, 242
Horns, 517
Horsts, 298
Huellas fosilizadas, 264
Huellas, 264
Huida continental, 407
Humedad, meteorización y, 185
Humus, 187
Huracanes, 566-568

Icebergs, 417, 511, 513
Imágenes de satelite, 8
Imanes naturales, 92
Impactiles, 246
Impacto, invierno de, 276
Impresión, 264
Incendios causados por los terremotos, 329-330
Incendios, 428
Inceptisoles, 192, 194-195
Inclinación (buzamiento), 290-291, 294
Inclusiones, 258, 260
Inconformidad, 259, 261
Inconformidades, 259, 260, 261
Inercia, 313
Infiltración, 446, 448
Inselbergs, 545, 546
Interfaz, 186, 560
Interior. *Véase también* Núcleo; Corteza; Manto, 341, 351
Intersecciones, principio de las, 258
Intervalo de recurrencia de las inundaciones, 471
Intervalo mareal, 582
Inundación tierra adentro, 567-568
Inundaciones por barrera de hielo, 474
Inundaciones por ruptura de una presa, 474
Inundaciones regionales, 472
Inundaciones, 3, 456, 462-463, 471-475, 544, 567-568
Inversiones geomagnéticas, 46-50
Investigación científica, 7-9
Invierno de impacto, 276
Io, 637, 638
Iones, 94-95
Iridio, 276
Irrigación, 490, 495
Islandia, 156, 607
Islas barrera, 220, 571, 572, 578-579
Islas volcánicas, 371, 373
Islas, 220, 371, 372, 571, 572, 679
Islay, 609
Isostasia, 415
Isótopo padre, 267
Isótopos del carbono, 86
Isótopos hijos o radiogénicos, 267, 271
Isótopos, 86, 267, 270, 271

Jaspe, 211
Júpiter, 15, 636-638

Kame, 522, 525
Karst de evaporitas, 502
Karst de torre, 502
Kauai, 66, 67
Kimberlita, 351, 612
Klippe, 299
Komatita, 114
Krakatoa, 153

Lacolitos, 158, 159-160
Lago de media luna, 466
Lago kettle, 523
Lago pequeño de montaña, 515, 517
Lagos Pater noster, 515, 516
Lagos playa, 218, 545-546
Lagos pluviales, 529
Lagos, 218, 466, 515, 516, 523, 529, 545-546
Lahares, 152-153, 436, 438

Lajeamiento, 177, 178
Láminas delgadas, identificación de las rocas y, 116
Láminas, 205
Lapilli, 142
Lateritas, 193, 615
Laurentia, 388
Lava basáltica, 141, 167
Lava rica en sílice (riolítica), 140
Lava. *Véase también* Magmas, 108, 109, 140-141, 166-168
Lavas almohadilladas, 376, 378, 379
Lavas cordadas, 141
Ley científica, 9
Ley de Darcy, 487
Ley de Playfair, 463
Licuefacción, 325, 327, 333, 430
Lignito, 212
Límite Cretácico-Terciario (KT), 276
Límite KT, 276
Límite núcleo-manto, 348
Limo, 548, 555-556
Limolita, 205
Limonita, 181
Líneas de costa, 11, 220, 560-588, 609
Litificación, 25, 28, 202-203
Litorales, acantilados, 570-575
Litorales. *Véase también* Líneas de costa, 215, 560, 577-582
Litosfera oceánica, 368, 374, 376, 384-387, 400
Litosfera. *Véase también* Litosfera oceánica; Tectónica de placas, 17, 18, 51, 60, 345-346
Lixiviación, 189, 191, 193
Localidad tipo, 290
Lombrices, 189
Longitud de onda, 562, 563
Luna(s), 262, 583, 627-631, 638, 640
Lutita no físil, 205
Lutita, 25, 204-205, 228, 232-233, 248
Lutitas bituminosas, 602
Llanura abisal de madeira, 363-364
Llanura de inundación erosiva, 464
Llanuras abisales, 23, 363, 364, 367, 369
Llanuras aluviales, 523, 524-525
Llanuras de inundación deposicionales, 464
Llanuras de inundación, 215, 458-459, 464, 467
Llanuras de lava, 155-156
Llanuras de lava, 23
Llanuras mareales, 220, 584
Llanuras oceánicas, 369, 370-371, 412
Llanuras Salinas, 212
Llanuras, 369-370, 397, 412
Lluvia ácida, 181
Lluvia de meteoritos de las Perseidas, 648
Lluvias de meteoritos, 648

Madrigueras fosilizadas, 264
Magma basáltico, 115, 130, 375, 377
Magma granítico, 112, 115, 130, 611
Magmas andesíticos, 130
Magmas primarios, 130, 401
Magmas secundarios, 130
Magmas. *Véase también* Lava, 24, 58, 108-110, 112, 115, 122-130, 137, 139-140, 141-142, 249-250, 374, 378-401, 611
Magnesio, 92, 94, 95
Magnetismo fósil. *Véase* Paleomagnetismo
Magnetita, 42, 92, 101, 103, 614
Magnetómetros, 48, 49
Magnitud de onda del cuerpo (m_b), 323
Magnitud de onda superficial (M_S), 322
Magnitud del momento (M_W), 323
Malecones, 573
Manto inferior (mesosfera), 17, 18, 345, 346
Manto superior. *Véase* Astenosfera
Manto, 17-18, 124, 344, 345, 351-352, 356
Mar de arena, 555
Márbol, 26, 27, 185, 236, 238, 240-241
Marca de meandro, 466
Mareas muertas, 583
Mareas vivas, 583
Mareas, 40, 41, 582
Mares lunares, 262, 627, 629
Márgenes continentales activos, 368
Márgenes continentales pasivos, 367-368, 381-382, 401
Márgenes continentales, 26, 365-368, 381-382, 401
Marmitas de gigante, 454
Marte, 633-636
Masiva, extinción, 276
Materiales de construcción, 616
Materiales piroclásticos, 122, 142-143
Matriz, 206
Meandros encajados, 466-467
Meandros, 456, 457, 464-467
Mecanismo de realimentación negativa, 12
Mecanismos de realimentación positiva, 12
Mecanismos de realimentación, 12
Menas. *Véase también* Minerales, 609, 614-615
Mercurio, 624, 631
Mesosaurus, 37-39
Mesosfera, 17, 18, 345, 346, 351
Mesotelioma, 83
Metaconglomerado, 232, 238
Metálico líquido, hidrógeno, 637
Metamorfismo de agua caliente. *Véase* Metamorfismo hidrotermal
Metamorfismo de contacto (térmico), 26, 228, 230, 242, 403
Metamorfismo de choque, 242, 246
Metamorfismo de enterramiento, 244-245
Metamorfismo de grado alto, 26
Metamorfismo de grado bajo, 26
Metamorfismo de impacto, 241-242, 246
Metamorfismo hidrotermal, 26, 228, 242-243, 250-379
Metamorfismo regional, 29, 229, 242, 243-244, 248
Metamorfismo térmico, 26, 228, 230, 242, 402
Metamorfismo, 26, 228-233, 242-250, 379, 403
Metano, 601
Metasomatismo, 232
Meteoritos, 14, 19, 246, 262, 353, 648
Meteorización diferencial, 185
Meteorización esferoidal, 183
Meteorización mecánica, 176-179, 182
Meteorización por ácidos, 180
Meteorización química, 176, 177, 179-187, 543
Meteorización. *Véase también* Rocas sedimentarias, 5, 25, 27, 176, 185, 427, 543, 614-615
Método científico, 41
Métodos de prospección sísmica, 370
Mezcla de magmas, 129, 130
Mica, 90, 91, 96, 114, 127, 242
Micaesquisto, 238
Microclina, 98
Microcontinentes, 412
Micrometeoritos, 628, 648
Microplaca Turca, 333
Microscopio de polarización, 116
Migmatita, 238, 248
Milonita, 238, 246
Mimas, 640
Minerales accesorios, 237
Minerales arcillosos, 98, 203
Minerales claros, 97-99, 114
Minerales ferromagnesianos (oscuros), 99-100, 114
Minerales formadores de rocas, 92
Minerales índice, 248
Minerales industriales, 617-618
Minerales metálicos, 590, 610
Minerales no ferromagnesianos, 97-99, 114
Minerales no silicatados, 93, 100
Minerales oscuros (ferromagnesianos), 99-100, 114
Minerales, 24, 77-106, 114, 181, 203, 229, 232, 234, 237, 248, 610, 617-618
Mineralogía, 78
Mineraloide, 79
Minería de superficie, 593
Minería subterránea, 593
Miranda (luna), 641
Modelado numérico, 357
Modelo (hipótesis), 7-8, 9
Modelo de drenaje de red enrejada, 468, 469
Modelo de drenaje radial, 468, 469
Modelo de drenaje rectangular, 468, 469
Modelo de la capa profunda de convección del manto, 71, 72
Modelo mareal diurno, 584
Modelo mareal mixto, 584
Modelo mareal semidiurno, 584
Moldes, 264
Mollisoles, 192, 194-195
Montañas Apalaches, 39, 247, 405, 408-411
Montañas limitadas por fallas, 297
Montañas, 34, 54, 298
Montes submarinos, 23, 64, 369, 370-371, 442
Morrena central, 515, 520
Morrena de fondo, 520, 522, 523

Morrena lateral, 520
Morrena terminal, 520, 521, 523
Morrena terminal, 520, 521, 523
Morrenas de recession, 520, 523
Morrenas, 515, 519-520, 521, 522, 523
Moscovita, 96, 98, 113, 127, 249, 611
Movimiento orbital circular, 563
Movimiento retrógrado, 637
Movimiento *stick slip*, 312
Muestra de núcleo, 65
Muestras de hielo, 531
Muro, 296, 297

Neptuno, 642
Neutrones, 81, 267
Neviza, 232, 510
Newton, Isaac, 47, 582-583
Newton, leyes del movimiento de, 9
Nieve, 510
Nitratos, 617
Nitruro de carbono, 87
Nivel de aguas tranquilas, 562
Nivel de base absoluto, 452
Nivel de base de las olas, 563
Nivel de base, 453-454
Nivel del mar, 452, 529, 580
Nivel freático colgado, 488
Nivel freático, 481-483, 488
Niveles de base locales (transitorios), 452
Niveles de base transitorios (locales), 452
Niveles de energía (capas), 81
Nódulos de manganeso, 221
Nube ardiente, 151-152
Nube de Oort, 14, 646
Nubes, 446
Núcleo atómico, 80, 267
Núcleo externo, 18-19, 346
Núcleo interno, 19, 346-348
Núcleo, 16, 17, 18, 19, 344, 345, 346, 348, 352-355
Nullah, 544
Número atómico, 81, 82, 267
Número másico, 86, 267

Oblicuidad orbital, 532
Obsidiana, 79, 80, 112, 118, 119
Océano Atlántico, 36, 381
Ocultación, 641
Olas mareales. *Véase* Tsunami
Oleada de temporal, 567
Oleadas glaciares, 512
Olivino, 78, 87, 95, 99, 114, 126, 127, 129, 351, 352
Ondas de cuerpo, 314
Ondas de superficie, 314, 316, 317
Ondas L, 315
Ondas P, 314, 315, 316, 342, 343, 349, 352
Ondas S, 314-315, 316, 317, 342, 343, 349, 352, 356
Ondas sísmicas. *Véase también* Tsunami, 19, 313-317, 342-344
Ondas, 19, 562-565, 609
Ooides, 210
Ópalo, 79
Orientación de la pendiente, 189
Orilla, 560
Oro, 78, 91, 101, 616
Orogénesis. *Véase también* Formación de montañas, 396, 412-414
Ortosa, 96, 97
Oxidación, 180, 183
Óxido nitroso, 601
Óxidos de hierro, 203, 206
Óxidos, 100, 101
Oxígeno, 92
Oxisoles, 192, 194-195

Pajas de sosa, 500
Paleomagnetismo, 41-45, 67-68
Paleontología, 262, 264
Paleosismología, 333
Palomillas, 562
Pangea, 34, 35, 36-37, 40, 379, 382, 407, 532
Pantanos, 39-40, 44, 212
Pantanos, 458
Panthalassa, 34
Paraconformidad, 259, 260
Paradigmas, 8
Parícutin, 141, 147
Partícula beta, 267
Partículas alfa, 267, 268
Partículas de polvo, 142
Pasta, 112
Pavimento desértico, 548-551
Pedernal, 211
Pegmatita granítica, 113
Pegmatita, 113, 611, 612
Peligros naturales. *Véase también* Terremotos; Inundaciones; Deslizamientos; Volcanes, 2-3
Pequeñas lunas, 639, 640
Perfil longitudinal, 450, 451
Perfiles de reflexión sísmica, 363
Peridotita, 17-18, 115, 130, 351, 377, 378
Periodo Cámbrico, 5, 265
Periodo Cretácico, 167, 169
Periodo de ola, 562
Periodo de retorno de las inundaciones, 471-472
Periodo de semidesintegración o vida media, 270
Periodo glacial cuaternario, 525-527, 528
Periodo natural de vibración, 326
Periodo Silúrico, 5
Permafrost, 440, 442
Permeabilidad, 485-486
Perovskita, 351
Peso atómico, 86
Peso específico, 90
Petróleo y gas natural, 594-595
Petróleo, formación de, 594
Phobos, 636, 676
Pie de talud o elevación continental, 23, 367-368
Piedra preciosa, 103
Piedra semipreciosa, 103
Piedras preciosas, 103-104
Piedras, 19, 616
Pirita, 89, 101, 181, 615
Piroxeno, 97, 99, 114, 127
Pitones volcánicos, 156, 158, 159
Pizarra, 26, 228, 233, 234, 237, 238, 240
Pizarrosidad, 234-235
Placa Africana, 54
Placa Antártica, 54
Placa de Cocos, 387
Placa de Farallón, 386-387
Placa de Juan de Fuca, 54-379, 387, 398
Placa de Nazca, 387
Placa de raya, 89
Placa oceánica, 400
Placa pacífica, 54
Placas en subducción, 386-387
Plagioclasa, 95, 96, 97, 121
Planetas, 14-15, 262, 353, 624-643
Planetesimales, 19
Plano axial, 291, 292
Planos de estratificación, 222
Plantas, formación del suelo y, 189
Plata, 109
Plataforma continental, 23, 367
Plataformas de abrasion, 570, 571, 575
Plataformas de desbordamiento, 508
Plataformas estables, 23
Plataformas glaciares continentales, 507
Plataformas glaciares, 506-507, 508, 512, 526-530
Plataformas glaciares, 507, 508
Platino, 101
Platón, 149
Playa alta, 560
Playa árida, 544, 545
Playa baja, 560
Playas, 220, 562, 565-570, 575, 577
Pliegues asimétricos, 292
Pliegues monoclinales, 294
Pliegues simétricos, 292
Pliegues tumbados (recumbentes), 292
Pliegues volcados o acostados, 292
Pliegues, 228, 229, 231, 258, 291-295
Plumas del manto, 64-67, 166-168, 375, 383-384
Plutón, 624, 642, 643
Plutones concordantes, 158
Plutones discordantes, 158
Plutones, 157, 158, 159, 403
Polaridad inversa, 47
Polaridad normal, 47
Polimorfismo, 87
Polvo lunar, 631
Polvo lunar, 631
Pompeya, 150-151
Porcelana (caolinita), 99, 184
Pórfido, 112
Porfidoblastos, 236
Porosidad, aguas subterráneas y, 485, 486
Potasio, 49, 95
Pozo artesiano no surgente, 492
Pozo artesiano surgente, 492
Pozos artesianos, 491-493
Pozos de recarga, 497
Pozos, 490-493, 495, 497

Precámbrico, 277-278
Precesión, 532
Precipitación, 181, 188, 446-447, 539
Precursores, 331
Predicciones, 7-8
Presas, 474-475, 606, 608-609
Presión de confinamiento, 231-232, 284, 287
Presión de radiación, 646
Presión dirigida, 231
Presión, 18, 123, 125, 230-232, 233, 284, 287
Prima de acreción, 368, 403
Principio de la horizontalidad original, 257-258
Prioridad científica, 47
Procesos de extensión, 399-400
Procesos externos. *Véase también* Erosión; Procesos gravitacionales; Meteorización, 176
Procesos gravitacionales, 176, 327-330, 425-443
Procesos internos, 176
Procesos metamórficos, 613-614
Propagación, ola de, 342
Protones, 80, 267
Protoplanetas, 14
Protosol, 14
Provincia basáltica de Paraná, 383
Provincia Basin and Range, 298-299, 414-415, 544-546
Puentes de tierra, 37-39
Pumita, 79, 119, 125, 143
Punto de Curie, 42
Puntos calientes, 64, 66-67, 167, 168, 383-384
Puu Oo, 146

Quásares, 68
Quimiosíntesis, 379

Radiación solar, 532
Radiactividad, 4-5, 267-270, 271
Radiactividad, 86-87, 267-268, 271
Radiolarios, 218, 221
Radiotelescopios, 68
Radón, 269
Rápidos, 464
Rayos sísmicos, 342, 343-344
Reacción en cadena, 603
Realgar, 78
Rebote elástico, 310, 311
Recolocación, 577, 578
Recristalización, 202-203, 229, 234
Recursos energéticos. *Véase también* Combustibles fósiles, 590-610
Recursos minerales no metálicos, 590, 616-618
Recursos minerales, 570, 609-618
Recursos no renovables, 591
Recursos renovables, 591
Recursos. *Véase también* Recursos energéticos; Recursos minerales, 2, 591-593
Redondez de la arenisca, 206
Reflujos de la marea, 584
Refracción de las olas, 568-569
Refracción, 92, 343, 569
Regiones de hielo/glaciares, 194-195
Regiones secas. *Véase también* Desiertos; Estepas, 538
Regiones semiáridas, flujos de derrubios en las, 436-438
Registros climáticos, 218, 531
Regla del octeto, 84
Regolito lunar, 187
Regolito, 186, 629-631
Relatividad, teoría de la, 9
Rendimiento específico, 486
Réplicas, 310
Reptación, 432, 439-440
Resaca, 564, 565, 569
Reservas, 609
Resonancia, 326
Resurgencia, 154
Retención específica, 486
Retroceso de escarpe, 464-465
Rift del este de África, 56, 166, 373, 380-381
Río abajo, 569
Río de recarga, 483
Río Mississippi, 450, 458, 468, 469, 472, 528
Riolita, 114, 117, 118, 141
Ríos. *Véase también* Corrientes de agua, 3, 446, 448, 451-452, 460-461, 470, 558
Rizaduras de oscilación, 222
Rizaduras, 222
Roca almacén, 594
Roca andesítica (intermedia), 58, 115, 120, 139
Roca basáltica (máfica), 114, 120-122, 139
Roca de tapa impermeable, 594
«Roca de lava» (escoria), 122, 143
Roca félsica (granítica). *Véase también* Granito; Obsidiana; Pumita; Riolita, 16, 114, 117-119, 120, 125, 139
Roca granítica (félsica). *Véase también* Granito; Obsidiana, Pumita; Riolita, 16, 114, 115, 117-119, 120, 125
Roca intermedia (andesítica), 58, 115, 120, 139
Roca intrusiva (plutónica), 24, 108
Roca madre, 187
Roca madre, 228, 232-234
Roca plutónica (intrusiva), 24, 108
Roca volcánica (extrusiva), 108
Roca yeso, 211
Roca, 194-195
Rocas aborregadas, 517
Rocas clásticas, 213
Rocas cristalinas, 109-110, 213, 287
Rocas extrusivas, 24-25, 108
Rocas foliadas, 234-236, 237-240
Rocas ígneas porfídicas, 611
Rocas ígneas. *Véase también* Roca félsica (granítica); Magmas, 13, 24-25, 28, 58, 93, 107-133, 140, 485, 611
Rocas máficas (basálticas), 114, 120-122, 139
Rocas metamórficas, 26-27, 227-253, 485
Rocas no clásticas. *Véase* Rocas cristalinas
Rocas no foliadas, 236, 240-241, 242
Rocas sedimentarias detríticas, 25, 203-208, 214, 228, 232-233, 247, 274
Rocas sedimentarias químicas. *Véase también* Rocas silíceas (sílex); Carbón; Dolomita; Evaporitas; Caliza, 25, 207-212, 214
Rocas sedimentarias. *Véase también tipos específicos y clases*, 25-26, 28, 92-94, 201-225, 278, 287-288, 485
Rocas silíceas (sílex), 211, 212
Rocas ultramáficas, 114
Rocas. *Véase también* Rocas ígneas; Rocas metamórficas; Minerales; Rocas sedimentarias; Meteorización; *tipos específicos de rocas*18, 24-28, 39, 41-44, 79, 116, 228, 232-233, 277, 625
Rodinia, 388, 408
Rompeolas, 573-576
Rompientes, 563-564
Rotatorio, sondeo, 65
Rubíes, 103
Rumbo (dirección), 290, 291
Ruptura de plataforma, 367
Rupturas, 310-312

Sahel, 550
Sal de roca, 211
Sal, 84, 85, 86, 618
Salbanda de falla, 245, 296
Saltación, 455, 547
Santa Elena, monte, 50, 136-137, 138, 140, 149, 151, 153, 155, 156, 170, 437
Saturación, zona de, 481, 482
Saturno, 15, 625, 638-641
Secuencia de formación, 257
Sedimentación cristalina, 128
Sedimentación, 197, 257, 456
Sedimento. *Véase también* Abanicos aluviales; Deltas; Llanuras de inundación; Corrientes de agua, 28, 64, 66, 67, 194, 202, 218-221, 456-463, 486, 526-527
Sedimentos biógenos, 220, 221
Sedimentos del fondo oceánico, 218-221
Sedimentos eólicos, 218
Sedimentos hidrógenos, 220, 221
Sedimentos terrígenos, 220, 221
Segragación magmática, 611
Seiches, 326
Selección, 205-206, 456
Sequía agrícola, 484
Sequía hidrológica, 484
Sequía meteorológica, 484
Sequía socioeconómica, 484
Sequía, 482, 483, 484
Serie de reacción continua, 127
Serie de reacción de Bowen, 126-128, 127
Serie de reacción discontinua, 127
Shastina, 148
Siberia (continente), 388
Siderolitos, 24, 648
Silicatos, 83, 86, 92, 93-100, 108, 109, 182, 185, 186, 648
Sílice, 80, 115, 139, 203, 211
Silicio, 92, 98
Silicona, 97
Silvita, 102, 212, 618

Sillimanita, 238, 248
Sills, 159
Sinclinales, 292, 293
Sismógrafo Wood-Anderson, 321, 322
Sismógrafos, 313, 314
Sismogramas, 314, 317
Sismología, 313-317
Sismos precursores, 310
Sistema de almacenamiento de agua bombeada, 606
Sistema de clasificación de Köppen, 539
Sistema de tuberías de Alaska, 442
Sistema definido, 12
Sistema Solar. *Véase también* Planetas; Sol, 246, 633-648, 14-15
Sistemas abiertos, 12
Sistemas cerrados, 12
Sistemas de abastecimiento de agua de las ciudades, 493
Sistemas de anillos planetarios, 640, 641
Sodio, 92, 95
Sol, 12-13, 14, 19, 354, 583-584, 624
Solifluxión, 440-442
Soluciones hidrotermales, 242, 304, 612-613
Solum, 191
Sonar lateral, 362
Sonar, 362
Sondeo rotatorio, 65
Stocks, 161
Subducción flotante, 385
Subducción, 385, 400-405
Subsidencia del terreno, 328-329
Subsidencia, 329-329, 418, 494, 496, 529
Subsuelo, 191
Sucesión fósil, principio de la, 5, 265
Suelo de cultivo, reducción del, 197
Suelo. *Véase también* Erosión, 13, 186-198
Suelos residuales, 187
Suelos transportados, 187
Sulfatos, 101
Sulfuros metálicos, 221
Sulfuros, 101, 102, 181, 614
Supercontinentes, 34, 382-384, 387-390
Supernova, 14
Superpluma, 418
Superposición, ley de la, 5, 257, 258
Surcos glaciares, 515, 516
Suturas, 405

Tabla periódica, 81
Talco, 91
Talcoesquisto, 238
Técnicas megascópicas, 116
Técnicas microscópicas, 116
Tectitas, 246
Tectónica de placas, 8, 9, 35-75, 140, 161-168, 248-250, 335-336, 362, 383, 387-390, 418-421, 471, 530-533, 543, 613, 633
Temblor del terreno, 333
Temperatura, 18, 137, 140, 171, 185, 188, 230, 287, 597
Teoría glaciar, 525-526
Teoría, 8-9
Terranes, 411-414, 419-420
Terrazas de kame, 525
Terrazas marinas, 570
Terrazas, 466, 467, 525
Terremoto de Alaska (1964), 323, 324-325, 328, 330
Terremoto de Loma Prieta, California (1989), 308, 325-326, 327
Terremoto de Northridge (1994), 308, 325, 331, 429
Terremoto de San Francisco (1906), 301, 309, 312, 323, 329
Terremotos intermedios, 320
Terremotos profundos, 318, 320, 336
Terremotos superficiales, 318, 320, 336
Terremotos, 295-296, 302, 327-339, 342, 400, 429-430, 435
Tetis, 640
Tetraedro silicio-oxígeno, 93, 95, 96
Textura afanítica (de grano fino), 110, 111
Textura de grano fino (afanítica), 110, 111
Textura de grano grueso (fanerítica), 110, 111
Textura fanerítica (de grano grueso), 110, 111
Textura foliada, 26
Textura fragmentaria (piroclástica), 112-113
Textura no foliada, 26
Textura pegmatítica, 113
Textura piroclástica (fragmentaria), 112
Textura porfídica, 111, 112
Textura vesicular, 110
Textura vítrea, 110, 112
Texturas porfidoblásticas, 237
Texturas, 110-113, 213, 233, 238, 247
Tiempo de retardo, 473
Tiempo geológico, 5-6, 255-282
Tiempo, 11
Tierra. *Véase también* Núcleo, Corteza; Manto; Fondo oceánico, 9-23, 28
campo magnético de la, 41-44, 46-50
circulación de los vientos, 540
mareas y rotación de la, 585
órbita de la, 532-533
Tierras altas lunares, 629
Tifones, 566
Till, 519-523
Tillita, 530
Titán, 640
Toba calcárea, 489
Toba soldada, 112, 122, 142
Toba, 122, 142
Tómbolos, 571, 574
Tomografía sísmica, 356
Topacio, 103
Topografía cárstica, 500-502
Tormentas de polvo, 196, 549
Tornados, 567
Trampa estratigráfica, 595
Trampa estratigráfica, 595
Trampa estratigráfica, 595
Trampas de falla, 594, 595
Transpiración, 446
Travertino, 208, 210, 489
Trenes de valles, 525
Triangulación, 317
Tritón, 638, 640, 642
Trona, 80
Troposfera, 168
Tsunami, 150, 153, 327-328, 329-330, 442
Tubos de lava, 141
Turba, 212, 213
Turbiditas, 223

Uadi, 544
Ultisoles, 192, 194, 195
Unidad de masa atómica, 86
Unidades rocosas, denominación de las, 289
Uniformismo o uniformitarianismo, 4, 525
Uranio, 267, 269, 603-604
Urano, 641-642

Vacíos sísmicos, 333, 334
Valles colgados, 515, 516
Valles de plataforma, 367
Valles de rift, 55, 373, 374
Valles fluviales, 463-466
Valles glaciares, 516
Valles, 294, 515, 516
Valles, 515, 516, 562, 563
Vegetación, 209, 428
Vehículos eléctricos, 605
Velocidad de escape, 626
Velocidad de sedimentación, 455
Ventifactos, 551
Venus, 632-633
Vertisoles, 192, 190, 191
Vibraciones sísmicas, 325-326
Vibraciones sísmicas, 325-327
Viento solar, 646
Viento, 221, 539, 540, 546-548, 566-568, 646
Volátiles, 108, 109, 140, 142
Volcán Kilauea, 127, 137, 140-141, 146, 153, 166
Volcanes de barro, 327
Volcanes en escudo, 144-146
Volcanes. *Véase también* Actividad ígnea, 58, 64, 135, 158, 161, 164, 168, 169, 327, 369, 370, 442, 633, 636
Vulcanismo de borde convergente de placa, 164, 163
Vulcanismo de placas divergentes, 163, 165
Vulcanismo intraplaca, 164, 165, 166-168

Wash, 544
Wegener, Alfred, 34, 35-36, 42, 47, 51, 56
Wegener, Kurt, 42

Xenolitos, 161

Yacimientos, 264
Yardangs, 551-552
Yeso, 101, 102, 211, 517

Zafiro, 103
Zona costera, 560-562
Zona de acumulación, 512
Zona de aireación, 481, 482
Zona de anteplaya, 560
Zona de desgaste, 513

Zona de fractura, 511
Zona de rompiente, olas en la, 563-564
Zona de saturación, 481, 482
Zona de sombra de las ondas P, 348
Zona de subducción de Cascadia, 398, 400, 403
Zona de subducción Perú-Chile, 56, 386, 398
Zona del rift oriental, 146
Zona litoral, 560
Zonas de falla, 245, 295
Zonas de fractura, 62-63, 511
Zonas de metamorfismo, 242
Zonas de rift, 375
Zonas de ruptura, 332
Zonas de subducción, 249, 384, 397-401
Zonas de Wadati-Benioff, 318
Zonas húmedas costeras, 462-463
Zonas metamórficas, 247-249