

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.

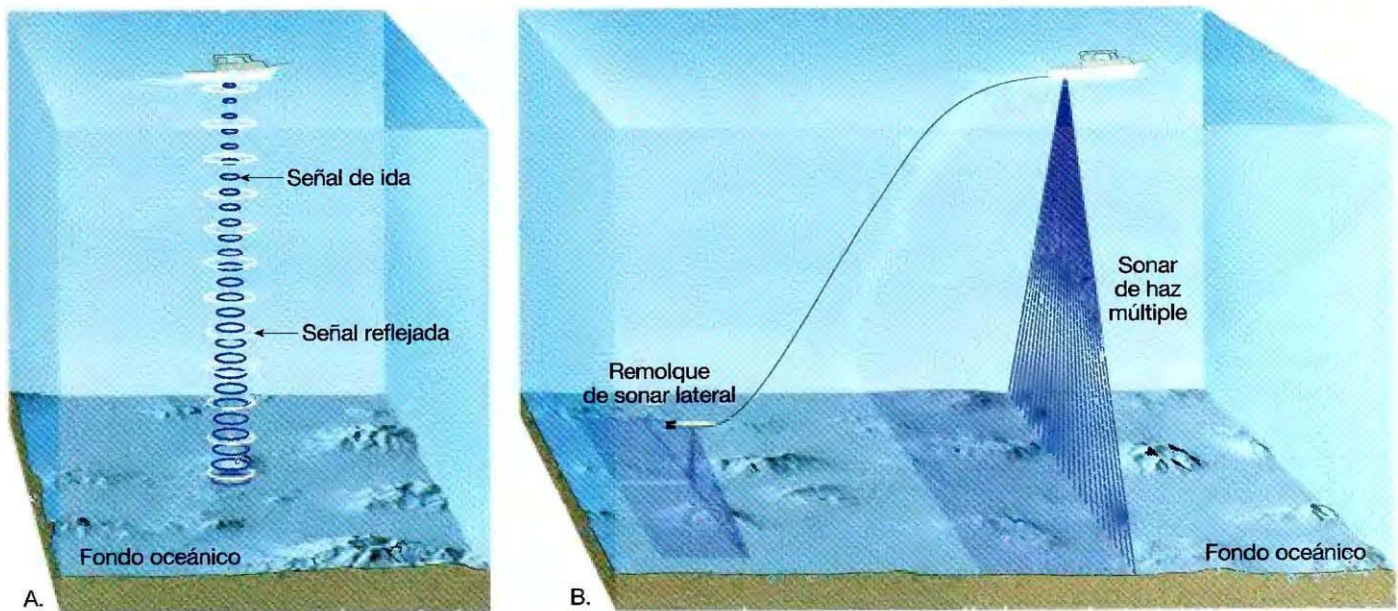
El desarrollo de técnicas que miden la profundidad de los océanos permitió reconocer las estructuras del fondo oceánico. La **batimetría** (*bathos* = profundidad; *metros* = medida) es la medición de las profundidades oceánicas y el reconocimiento de la forma o la topografía del suelo oceánico.

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 *sound navigation and ranging* (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 = $\frac{1}{2}(1.500 \text{ m/s} \times \text{tiempo de viaje del eco})$. **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.

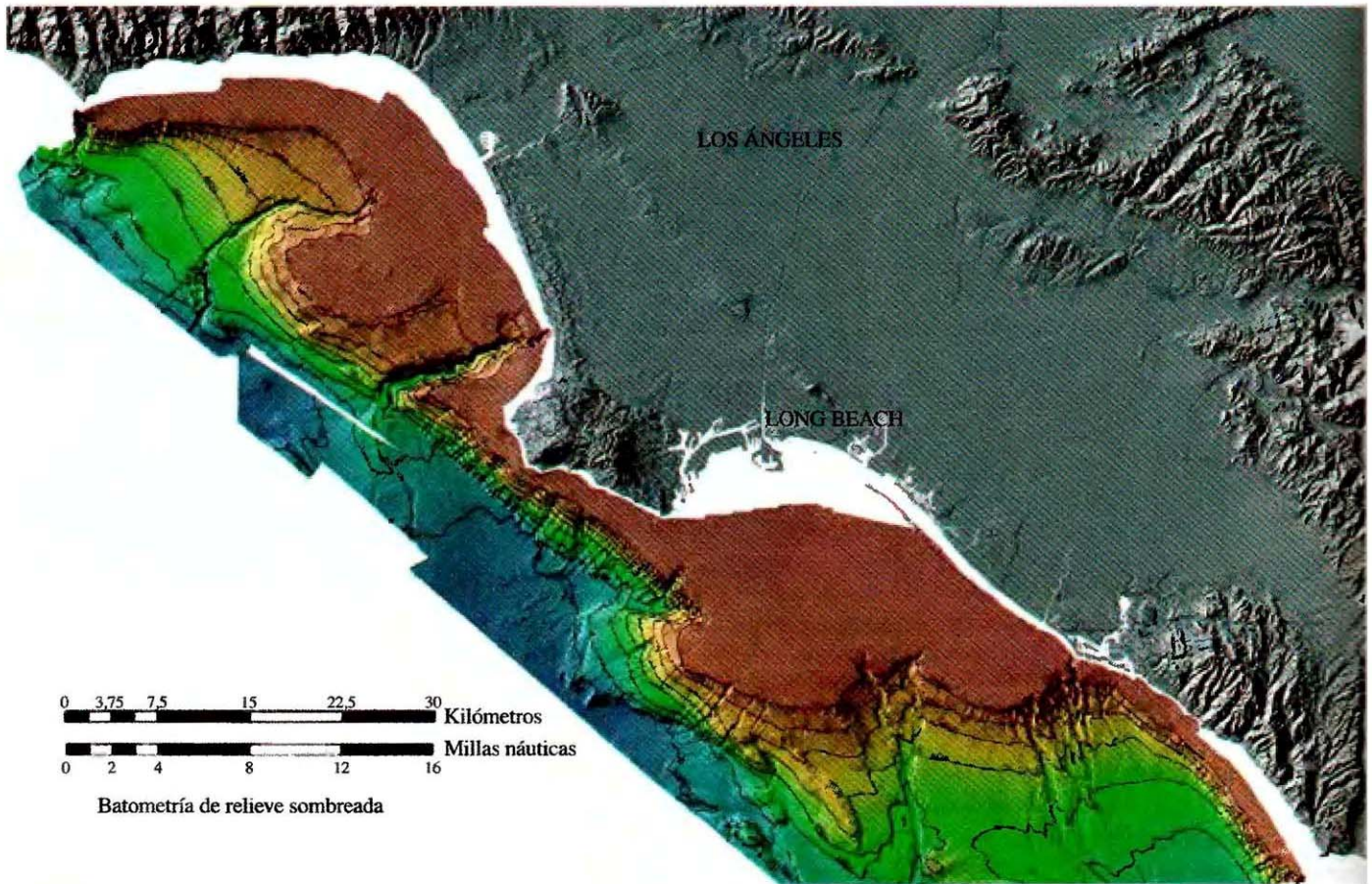
Este problema no se presenta con los instrumentos de haz múltiple de alta resolución que se desarrollaron durante los años 90. Estos sistemas utilizan fuentes sónicas montadas en el casco de un buque que emiten una señal de sonido, luego registran las reflexiones procedentes del fondo oceánico mediante 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 cartografie 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.

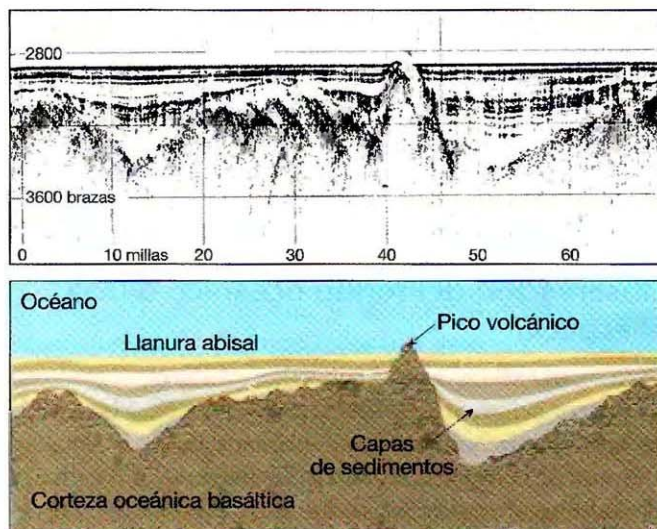
Perfiles de reflexión sísmica Los geólogos marinos también están interesados en la observación de la estructura rocosa debajo de los sedimentos que cubren la mayor parte del fondo oceánico, lo cual puede llevarse a cabo realizando un **perfil de reflexión sísmica**. Para construir un perfil de este tipo, 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.)

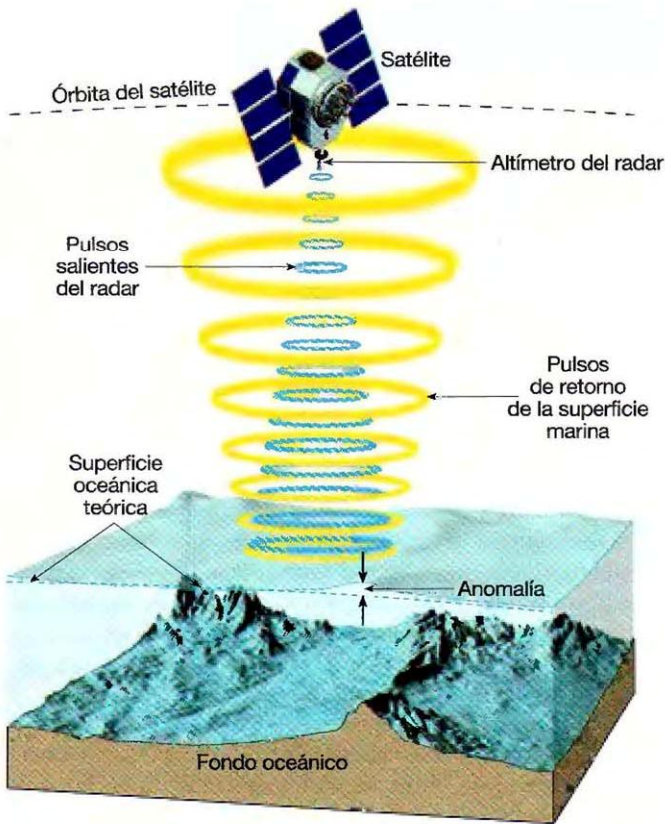


▲ **Figura 13.3** Sección transversal sísmica y esquema correspondiente a través de una porción de la llanura abisal de Madeira en el océano Atlántico oriental, que muestra la corteza oceánica irregular enterrada por los sedimentos. (Imagen cortesía de Charles Hollister, Woods Hole Oceanographic Institution.)

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*, *cuenas 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-



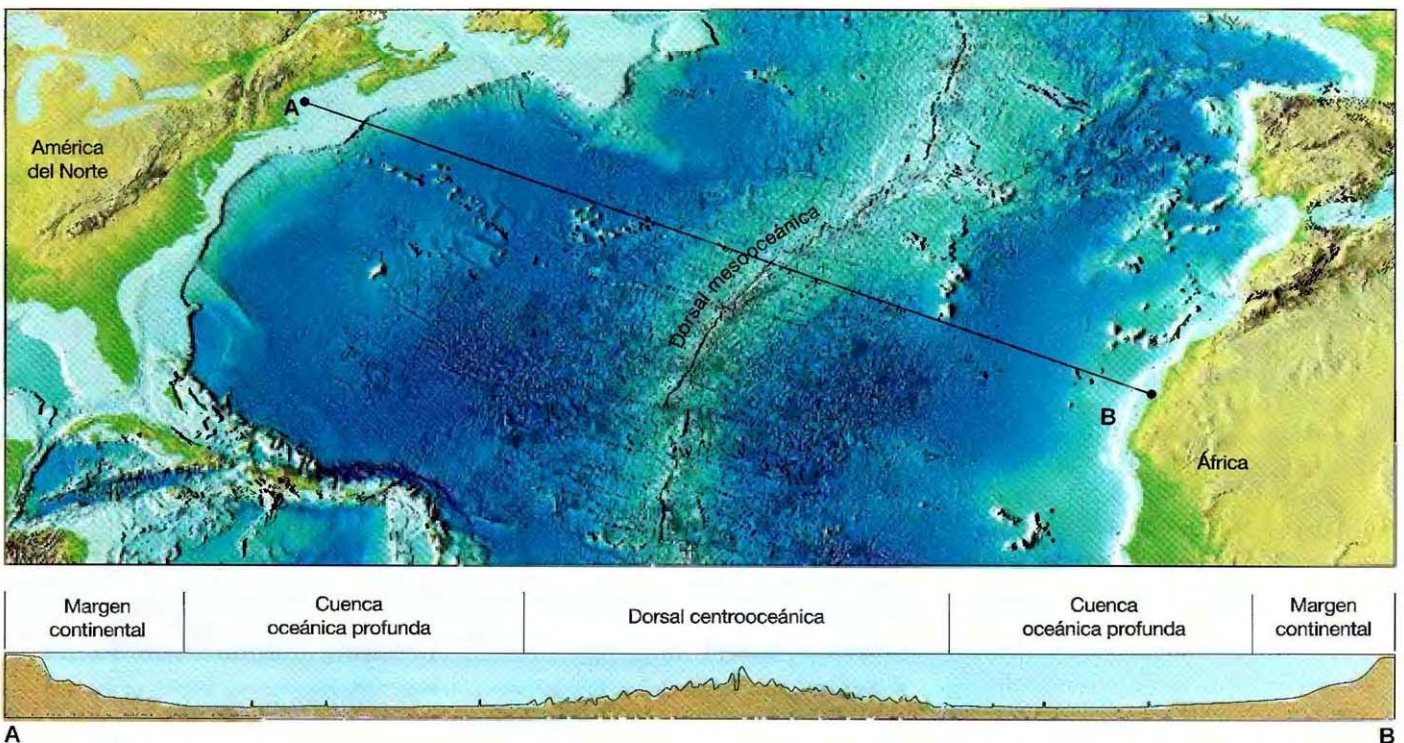
▲ **Figura 13.4** El altímetro del satélite mide la variación en la elevación de la superficie marina, provocada por la atracción gravitacional, e imita la forma del fondo oceánico. La anomalía de la superficie marina es la diferencia entre la superficie oceánica medida y la teórica.

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?

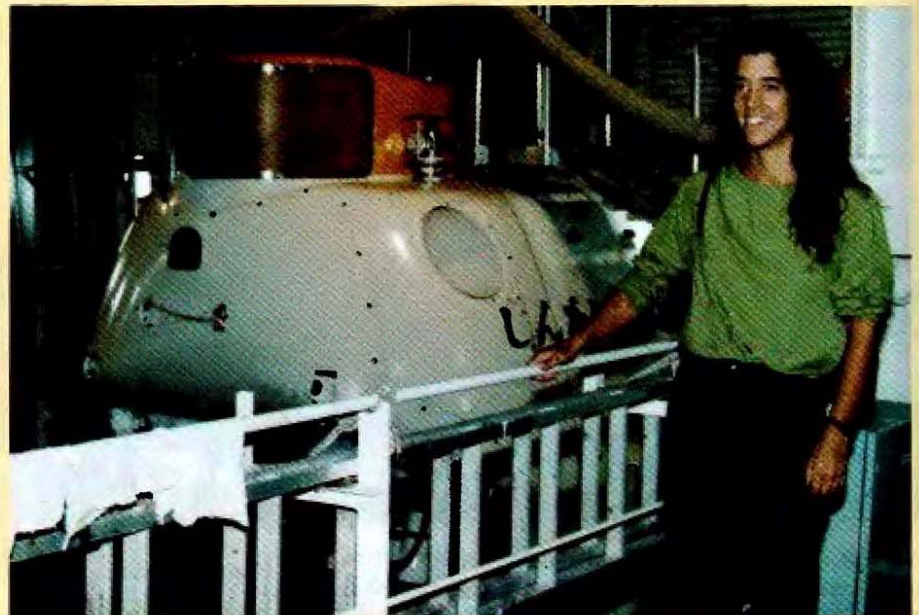
Evidentemente, los geólogos no pueden descender a la base de la corteza (típicamente de 20 a 40 kilómetros por debajo de la superficie terrestre). Y lo que hacen tiene algo de jugar a detectives. Deben utilizar las rocas que *ahora están en la superficie* que se formaron originalmente en la corteza profunda de un arco insular. Las rocas deben haber sido trans-

portadas 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 expuestas a lo largo de varios kilómetros en sentido vertical, podía ser una buena manera de tomar muestras del basamento 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 implíco a los estudiantes. También interviengo 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.

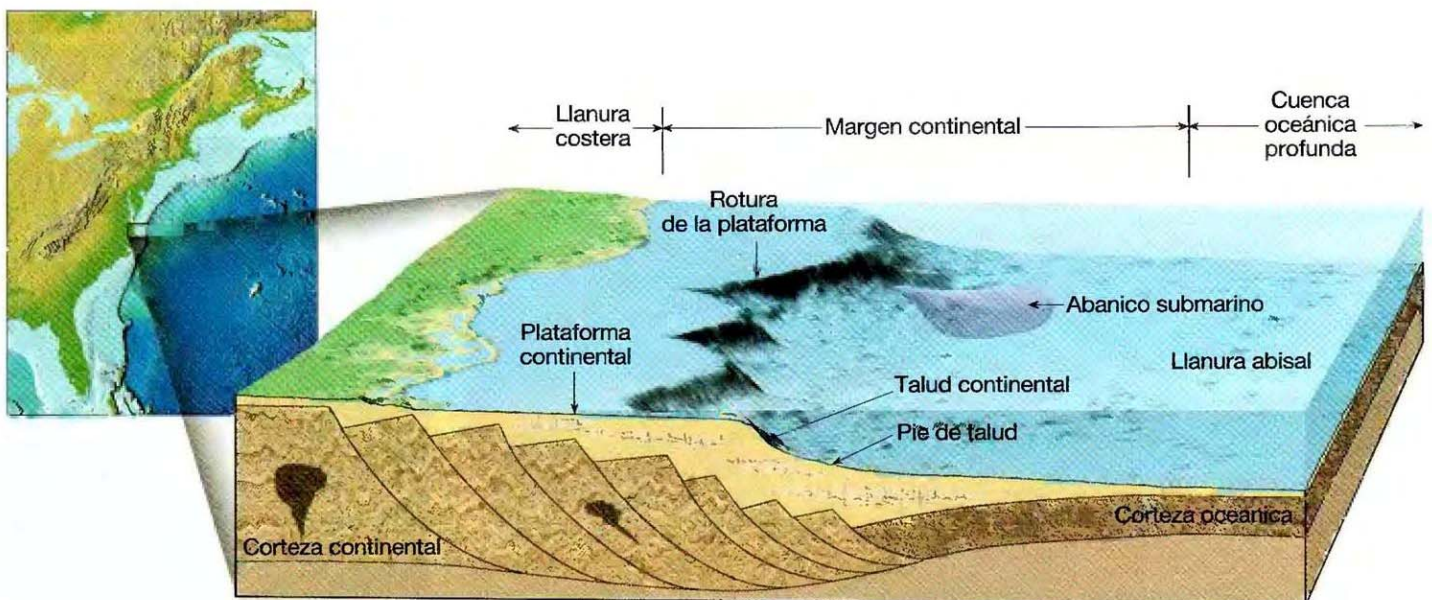
Aunque las plataformas continentales representan sólo el 7,5 por ciento del área cubierta por los océanos, tienen una gran importancia económica y política, porque contienen importantes depósitos minerales, entre ellos grandes reservas de petróleo y gas natural, así como enormes depósitos de arena y 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 continen-

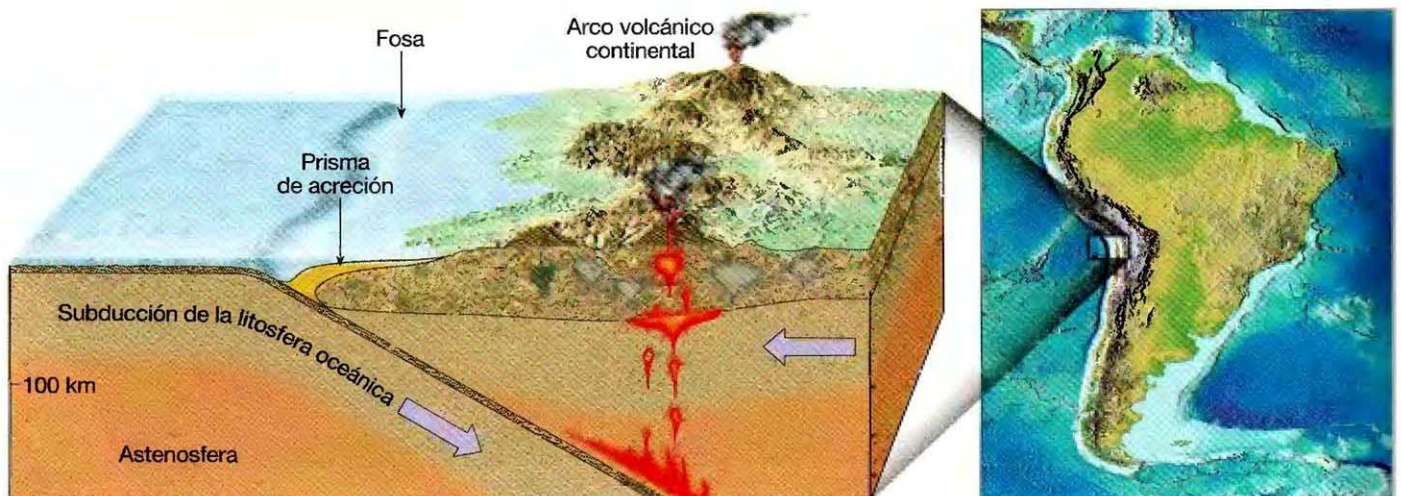
tal son esencialmente la misma estructura. En estos lugares, la plataforma continental, si existe, es muy estrecha.

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 formando 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 par-

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.

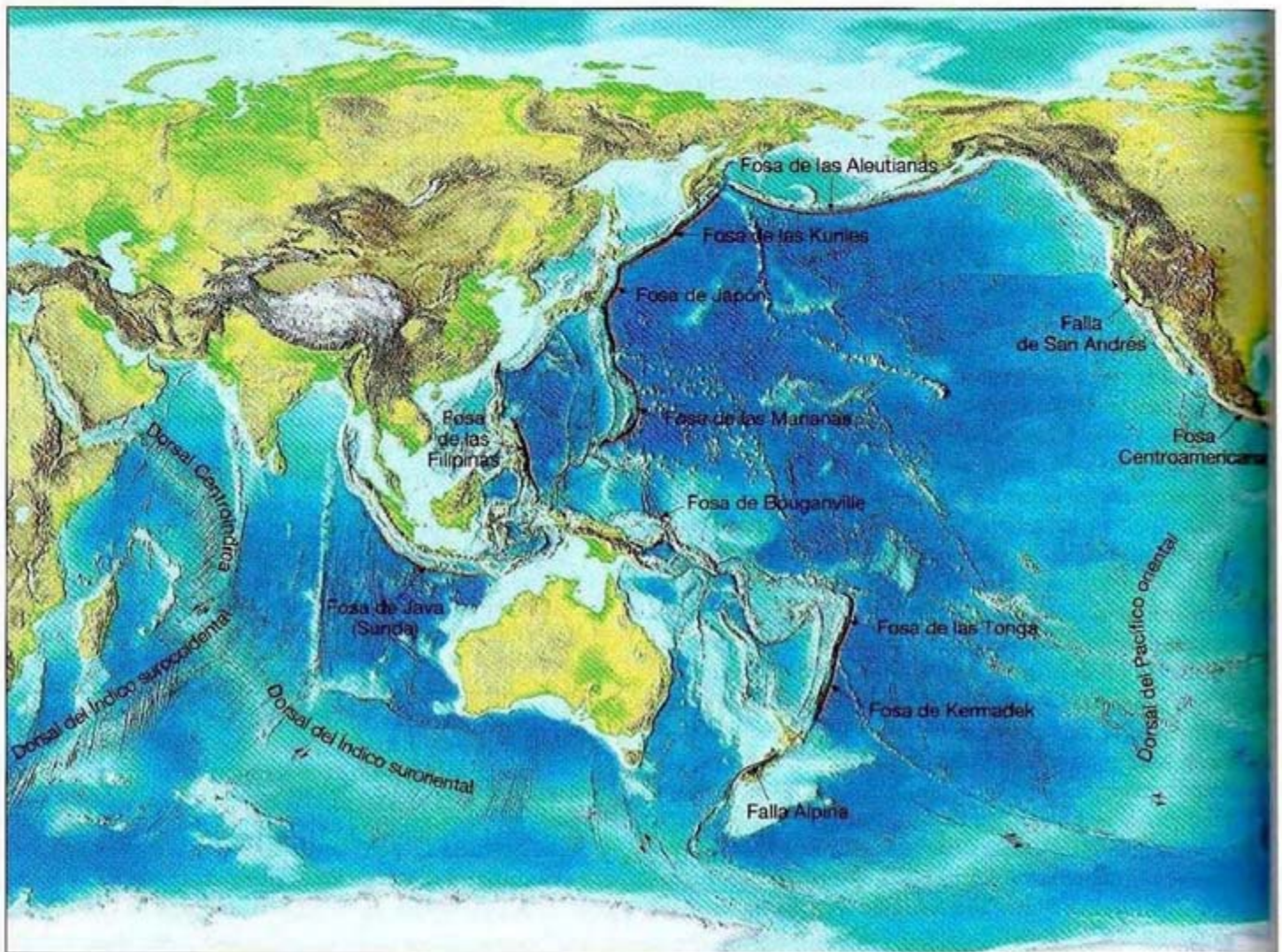
te de los Andes y la cordillera Cascade, son paralelos a las fosas que se encuentran adyacentes a los márgenes continentales. La gran cantidad de fosas y la actividad volcánica asociada a lo largo de los bordes del océano Pacífico explica por qué la región se conoce como el *Anillo de Fuego*.

Llanuras abisales

Las **llanuras abisales** (*a* = sin; *bysstus* = 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.

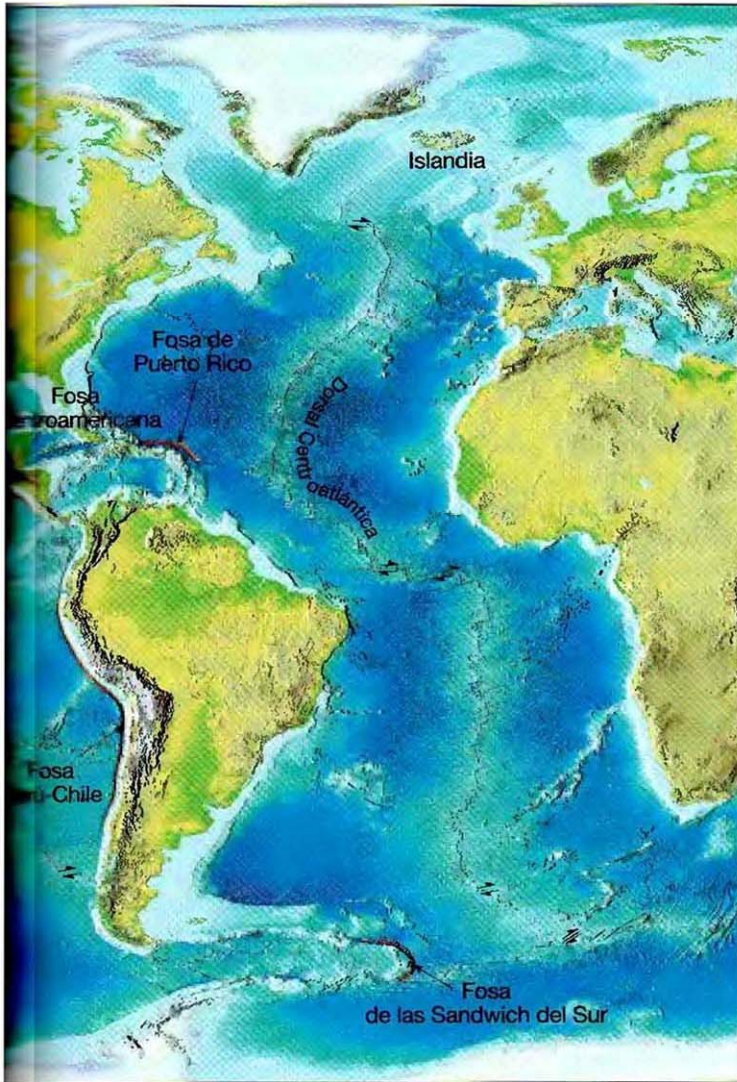
costa de Argentina, por ejemplo, tiene un relieve inferior a 3 metros a lo largo de una distancia superior a 1.300 kilómetros. La monótona topografía de las llanuras abisales está interrumpida ocasionalmente por la cima de una estructura volcánica parcialmente enterrada.

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 centenas 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 Pacífico.



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 almohadillado 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.

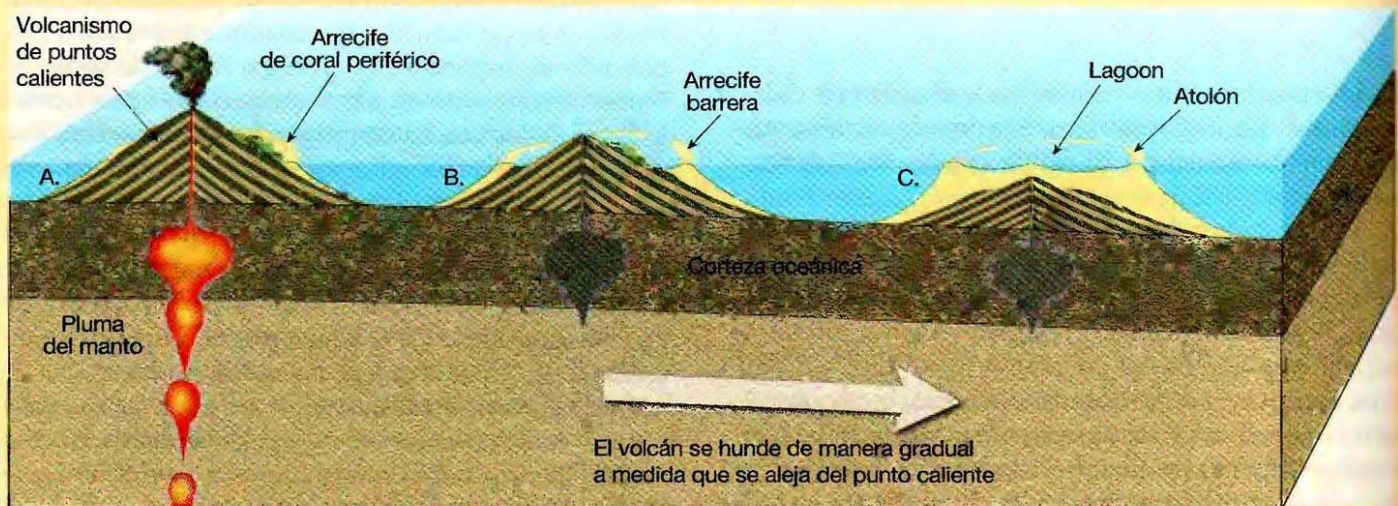
Las condiciones ambientales restringidas necesarias para el crecimiento de los corales crean una paradoja interesante: ¿cómo pueden los corales, que para vivir requieren agua cálida, superficial e iluminada por la luz solar a una profundidad no superior a unas pocas docenas de metros, crear estructuras 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.

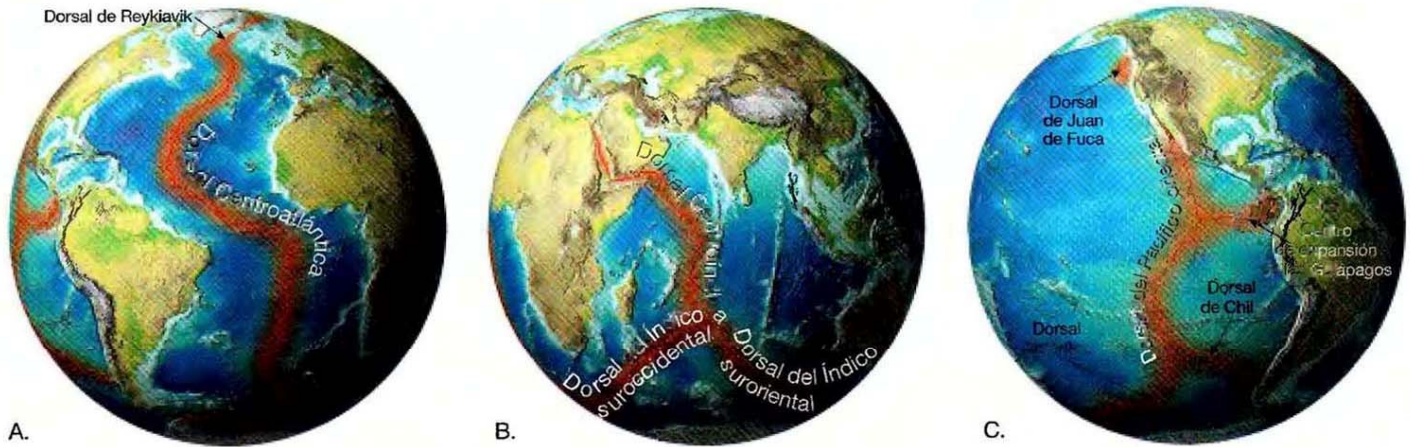
La hipótesis de Darwin explicaba cómo los arrecifes de coral, que están restringidos a las aguas superficiales, pueden construir estructuras que ahora existen en aguas mucho más profundas. Durante la época de Darwin, sin embargo, no había ningún mecanismo plausible que explicara cómo una isla puede hundirse.

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 debido 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.

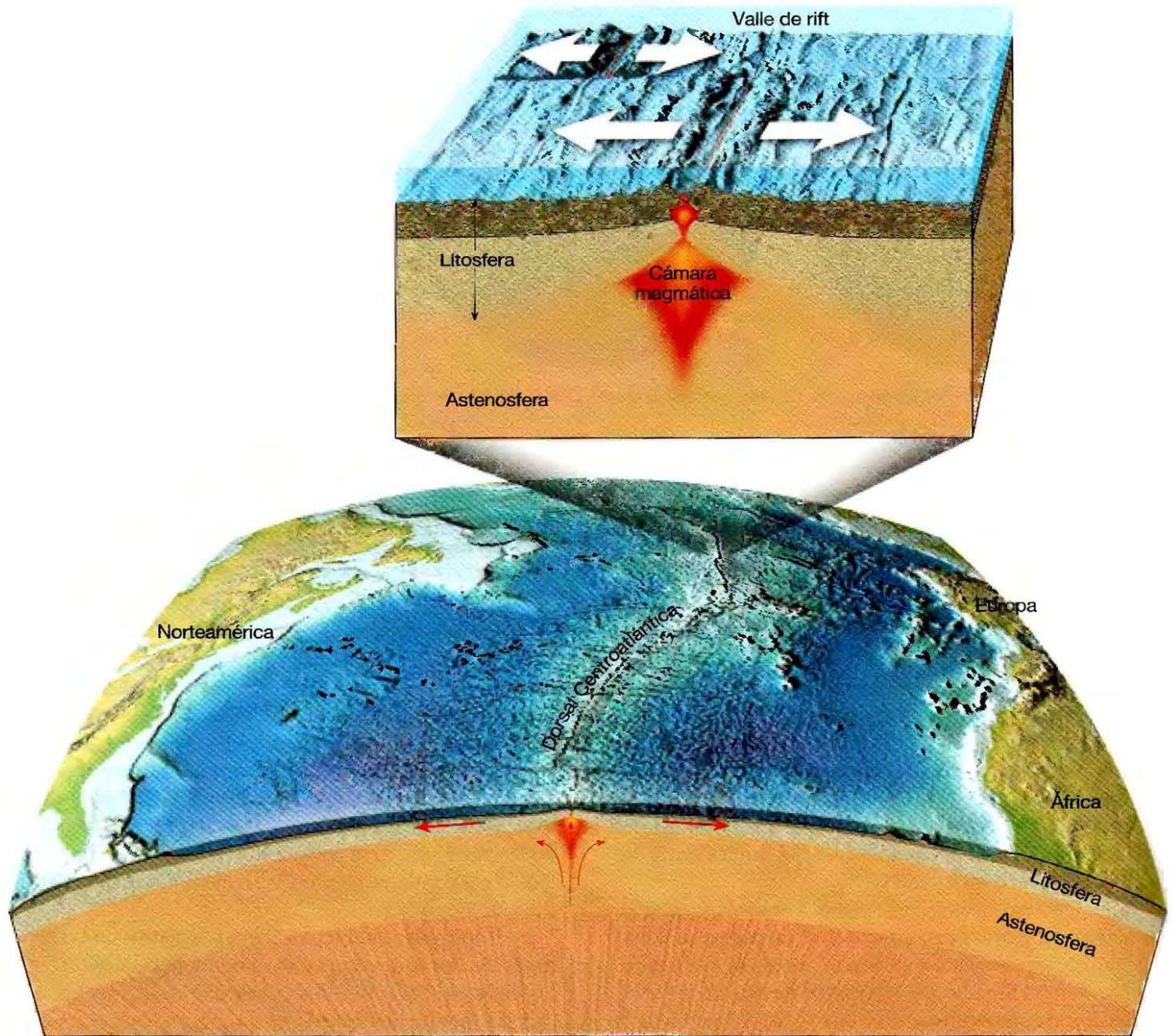
Las dorsales oceánicas son tan altas como algunas montañas continentales y, por tanto, suelen describirse como estructuras de naturaleza montañosa. Sin embargo, la semejanza acaba ahí. Mientras la mayor parte de montañas continentales se forma cuando las fuerzas compresionales pliegan y metamorfosean 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 isostáticamente.

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.

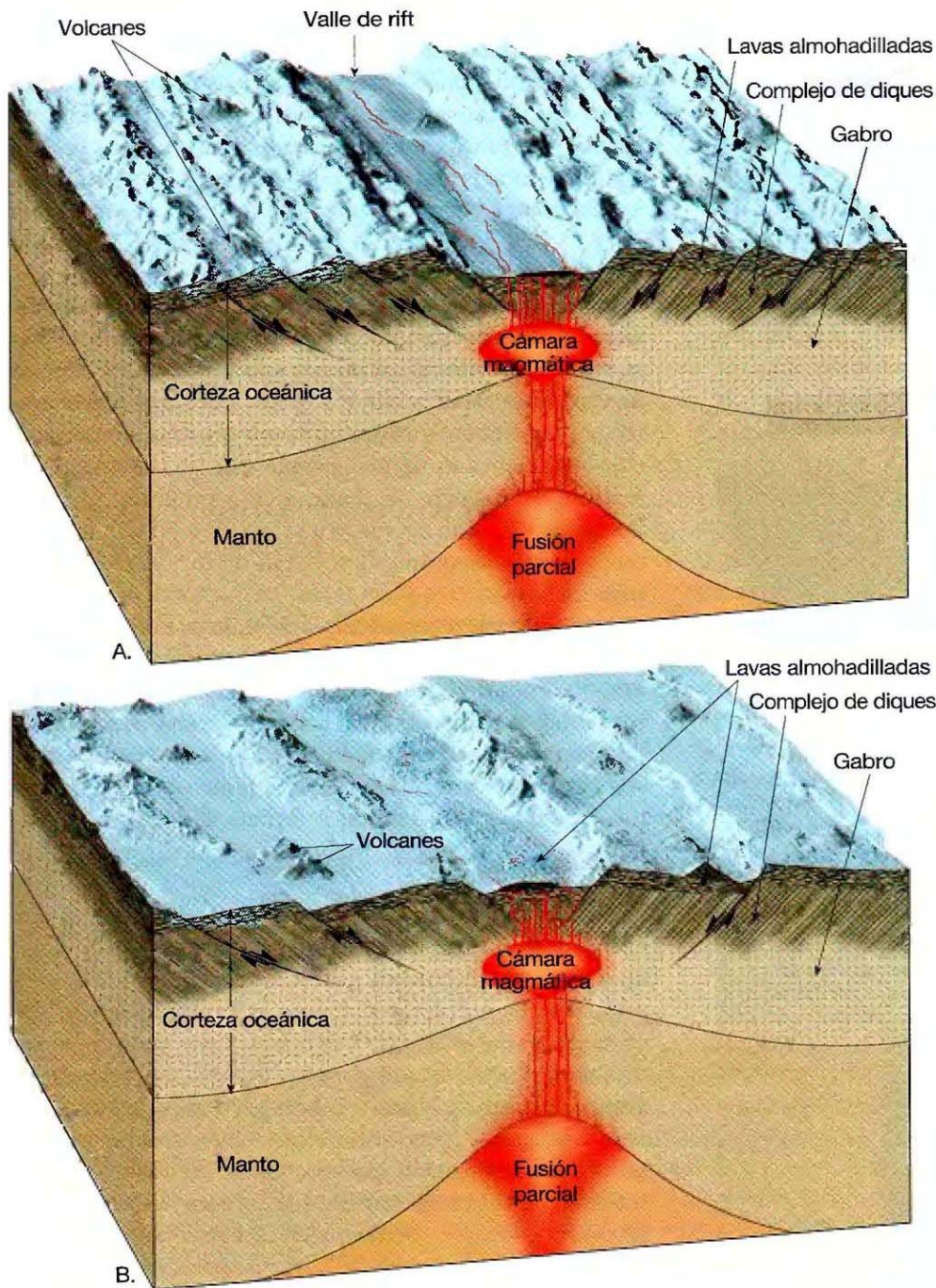
A velocidades de expansión más rápidas (más de 9 centímetros anuales), como las que se producen a lo largo de la mayor parte de la dorsal del Pacífico oriental, no se desarrollan valles de rift centrales y la topografía es relativamente suave (Figura 13.11B). Además, dado que la profundidad del océano 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.

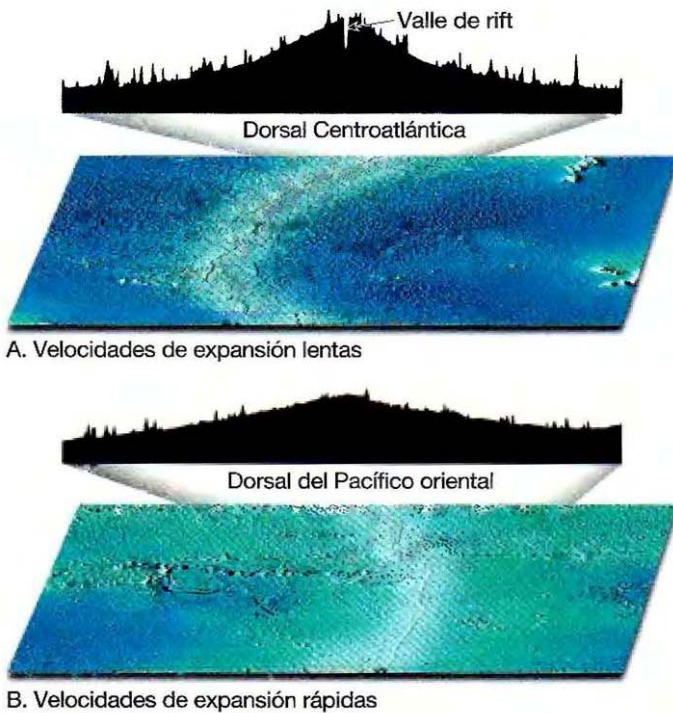
en forma de almohada denominadas *basaltos almohadillados*.

- 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 gabbros, el equivalente de grano grueso del basalto, que cristalizó en una cámara magmática debajo del eje de la dorsal.

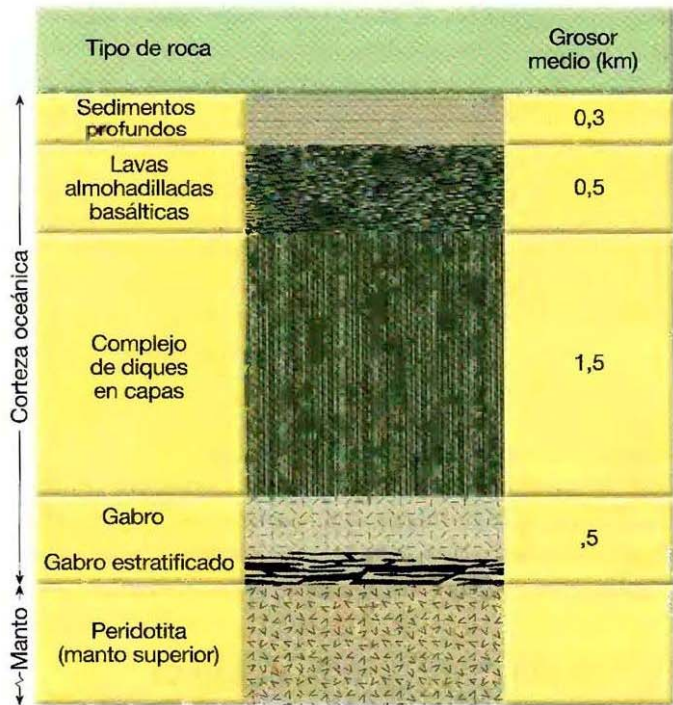
Esta secuencia de rocas se denomina **complejo ofiolítico** (Figura 13.13). Del estudio de diversos complejos ofiolíticos y de datos relacionados, los geólogos han deducido el proceso de formación del fondo oceánico.

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 mun-

do. 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 (H₂S), que se forma a través de la reacción del agua caliente con el sulfato disuelto (SO₄²⁻). 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 ge-

neran 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.

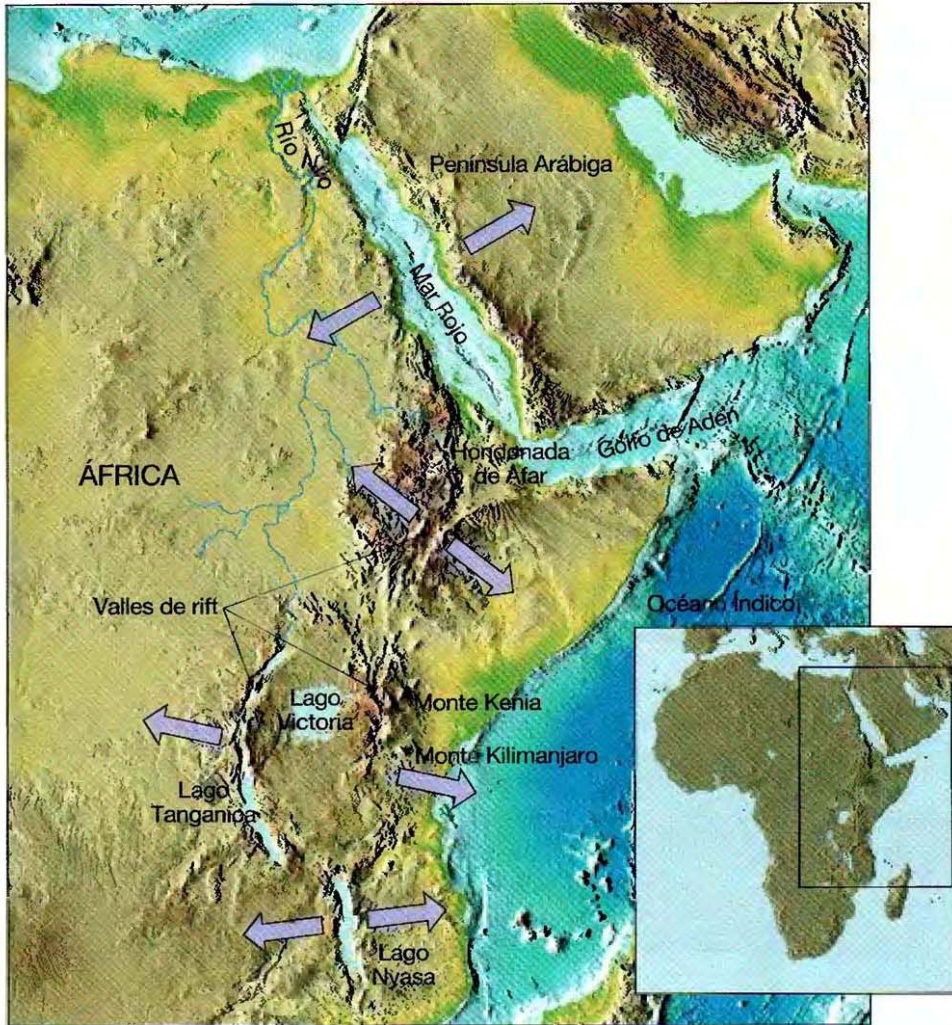
Rift de África oriental Un ejemplo de rift continental activo es el rift de África oriental, que se extiende a través del África oriental a lo largo de unos 3.000 kilómetros. Más

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.



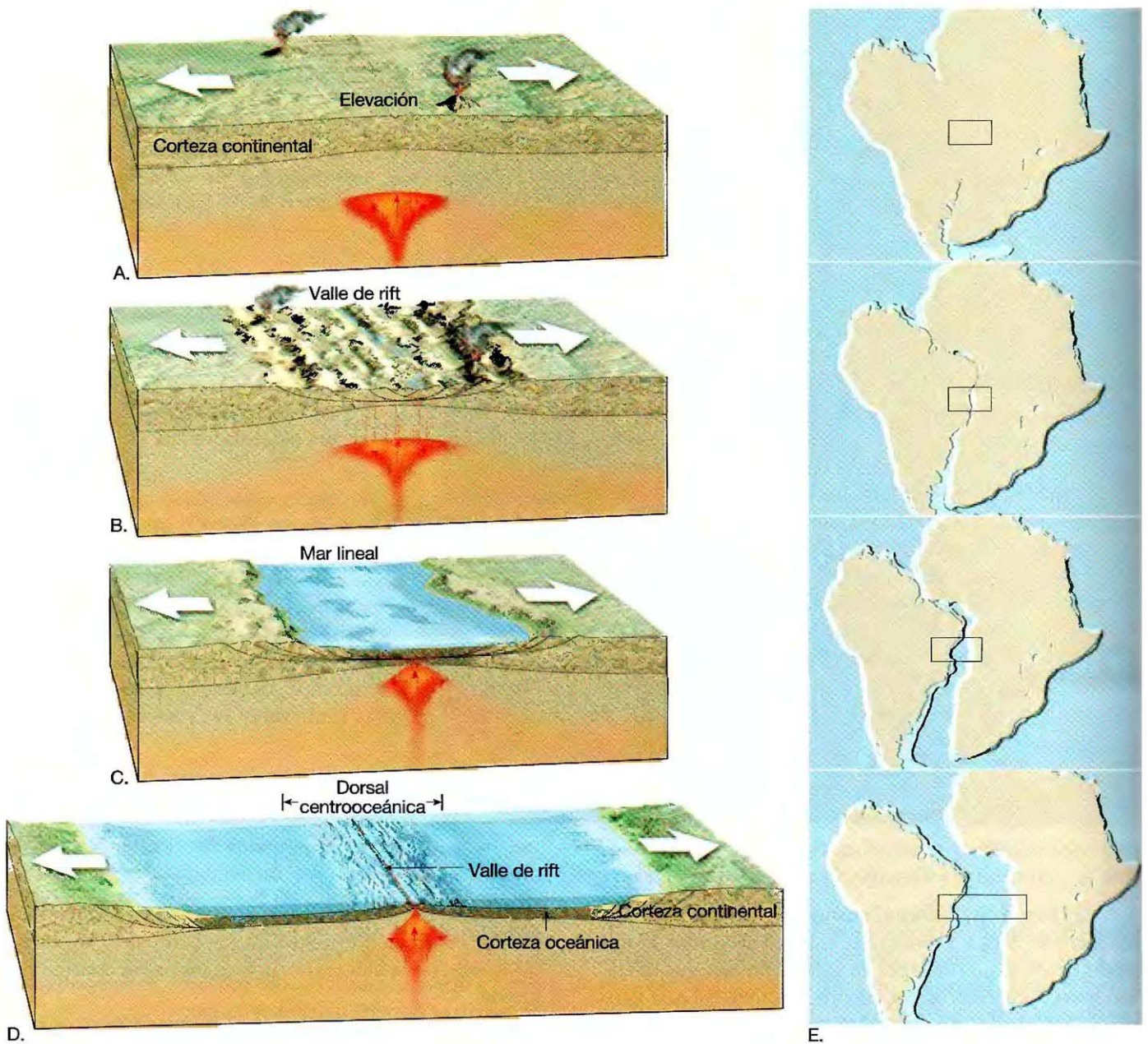
◀ **Figura 13.14** Valles de rift del este de África y estructuras asociadas.

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 ascendente,

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 desa-

rolla 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 supercontinenten-



▲ **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.

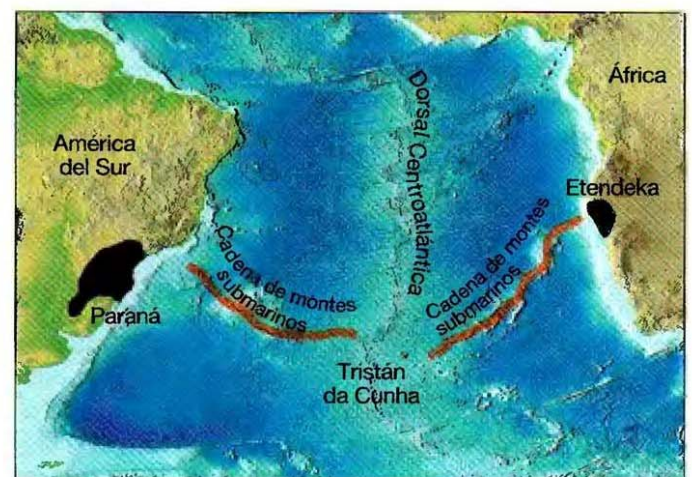
Se han propuesto dos mecanismos de ruptura continental: las plumas de rocas calientes móviles que ascienden desde la profundidad del manto y las fuerzas que surgen de los movimientos de placas. Aunque se cree que las plumas del manto contribuyen a la separación de una masa continental, este mecanismo 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, de-

nominada *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.

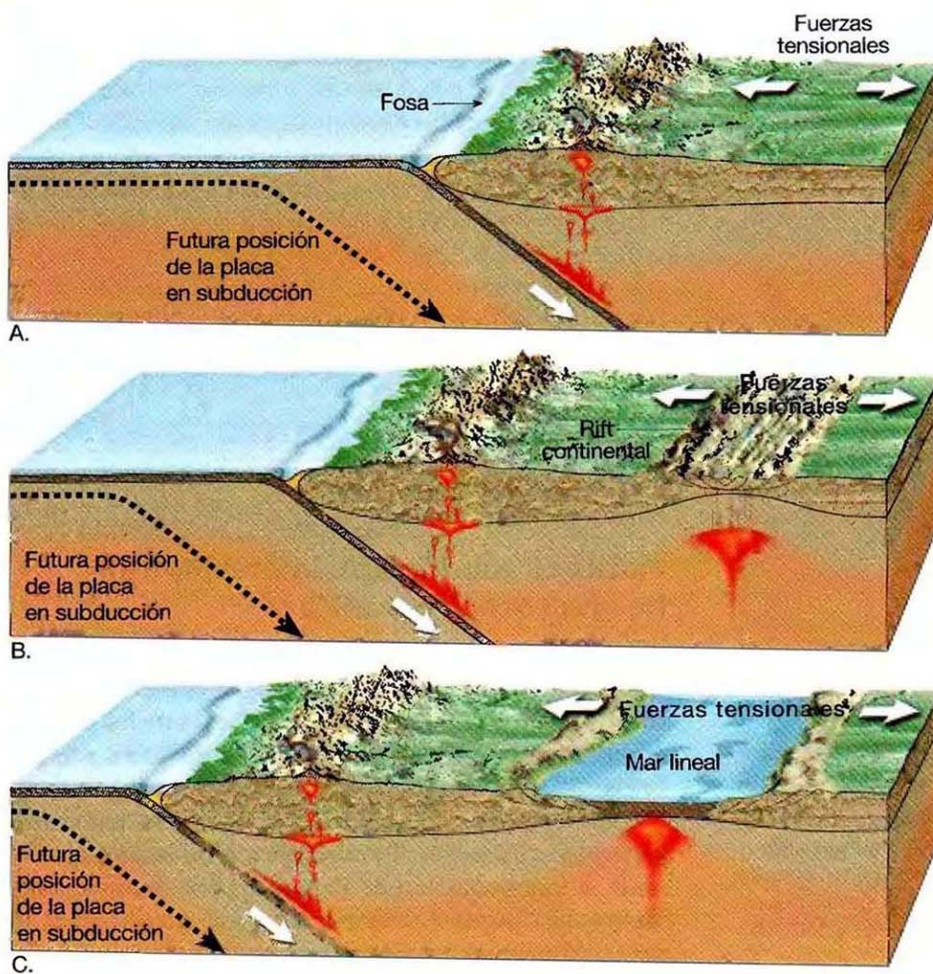
Los investigadores han sugerido que durante la fragmentación de Pangea, el continente americano se separó de Europa y África como consecuencia de otra fuerza: la *succión de las placas*. Recordemos que cuando una capa oceánica fría se hunde, hace que la fosa avance hacia el lado oceánico o vuelva atrás, 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.

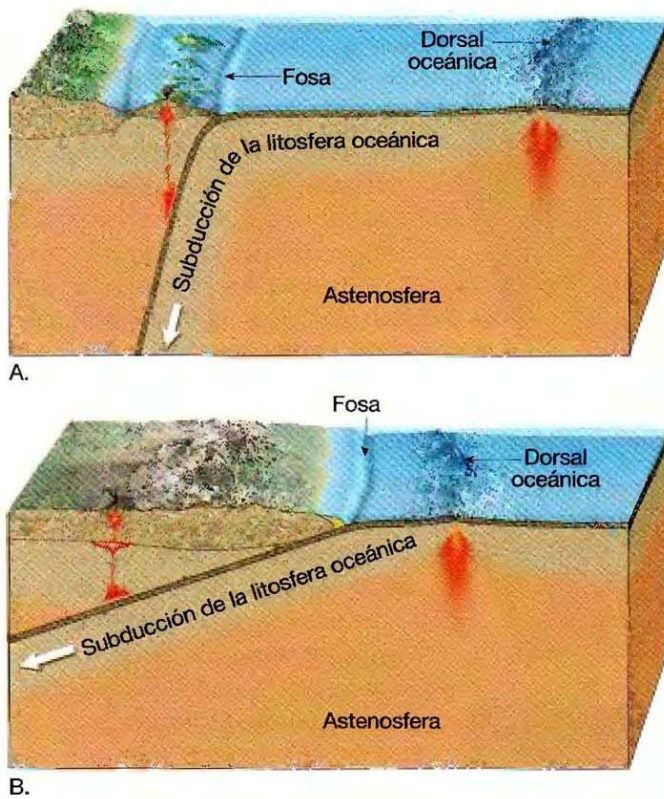
En muchos puntos la litosfera oceánica es más densa que la astenosfera subyacente y, por tanto, se hundirá cuando se dé la oportunidad. Por el contrario, la litosfera con corteza continental es demasiado ligera para subducir. Cuando una masa continental forma parte de una placa oceánica en subducción, 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 $3,0 \text{ g/cm}^3$, que es una densidad menor que la de la astenosfera subyacente, con una densidad de alrededor de $3,2 \text{ g/cm}^3$. 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 supraya-

cente. Por consiguiente, estas regiones experimentan grandes y frecuentes terremotos.

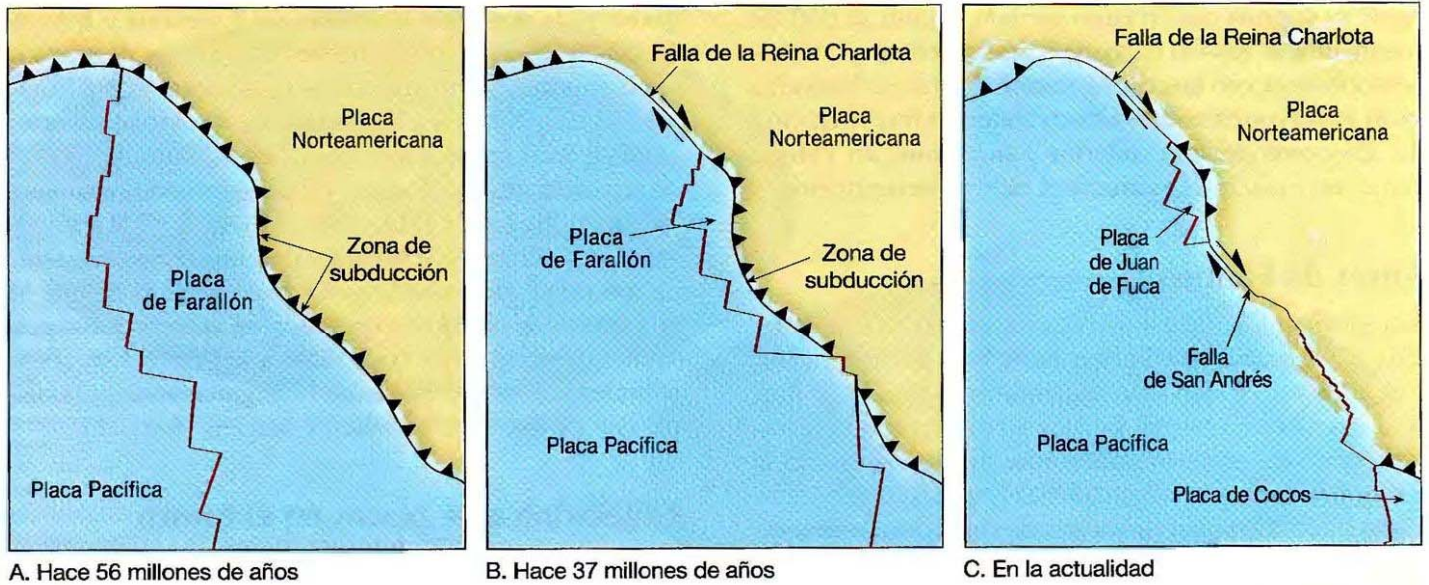
Se ha determinado que las unidades de corteza oceánica inusualmente gruesas, cuyo grosor supera los 30 kilómetros, probablemente no subducirán. Un ejemplo es la llanura de Ontong Java, que es una llanura basáltica oceánica gruesa situada en el Pacífico occidental. Hace unos 20 millones de años, esta 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-



▲ 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 mi-

graba 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

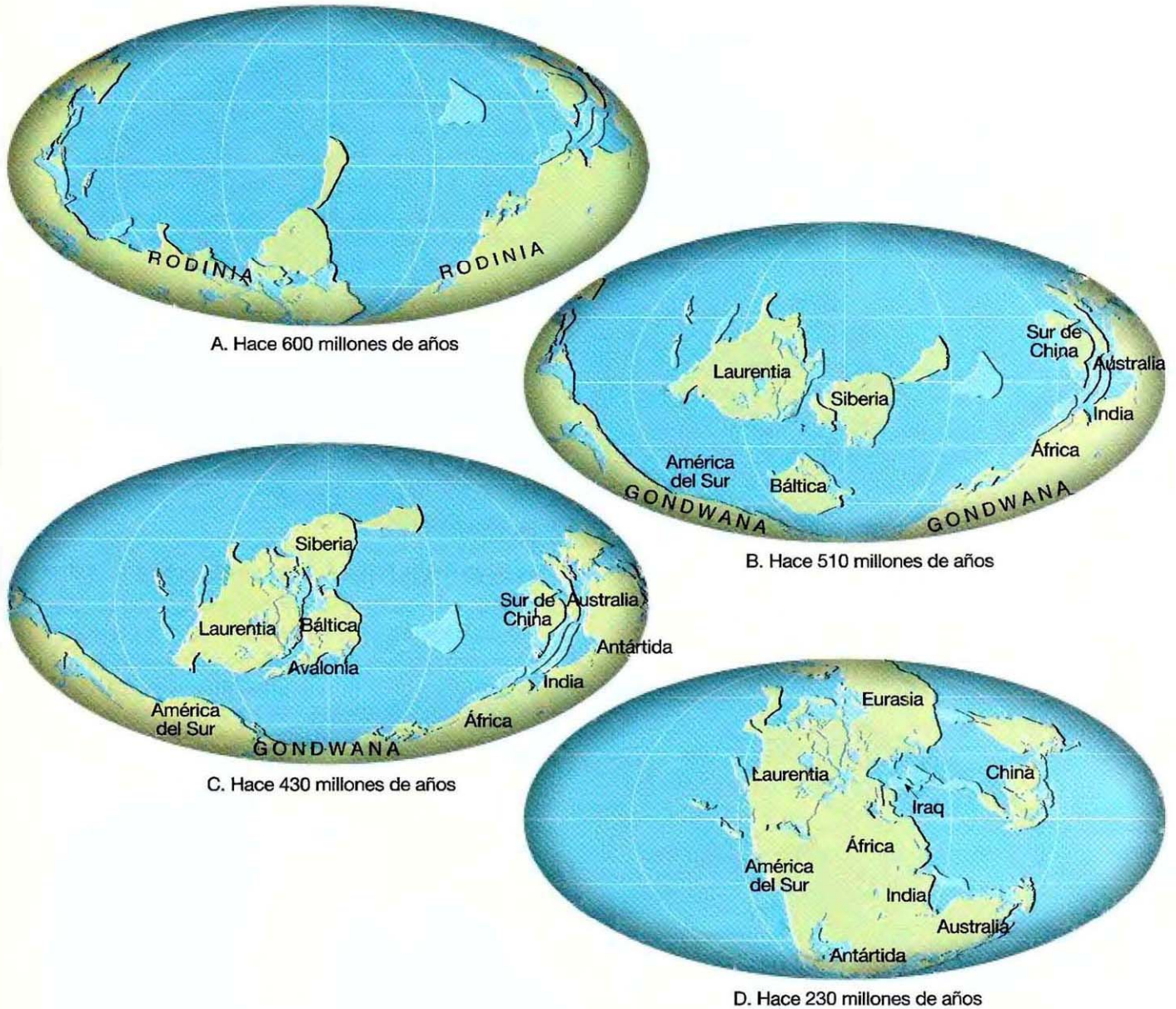
Los geólogos también han extrapolado los movimientos de las placas actuales en el futuro. En la Figura 13.22 se ilustra dónde pueden estar las masas continentales terrestres dentro de 50 millones de años si los movimientos actuales de las placas persisten durante este intervalo de tiempo.

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, mientras 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.)

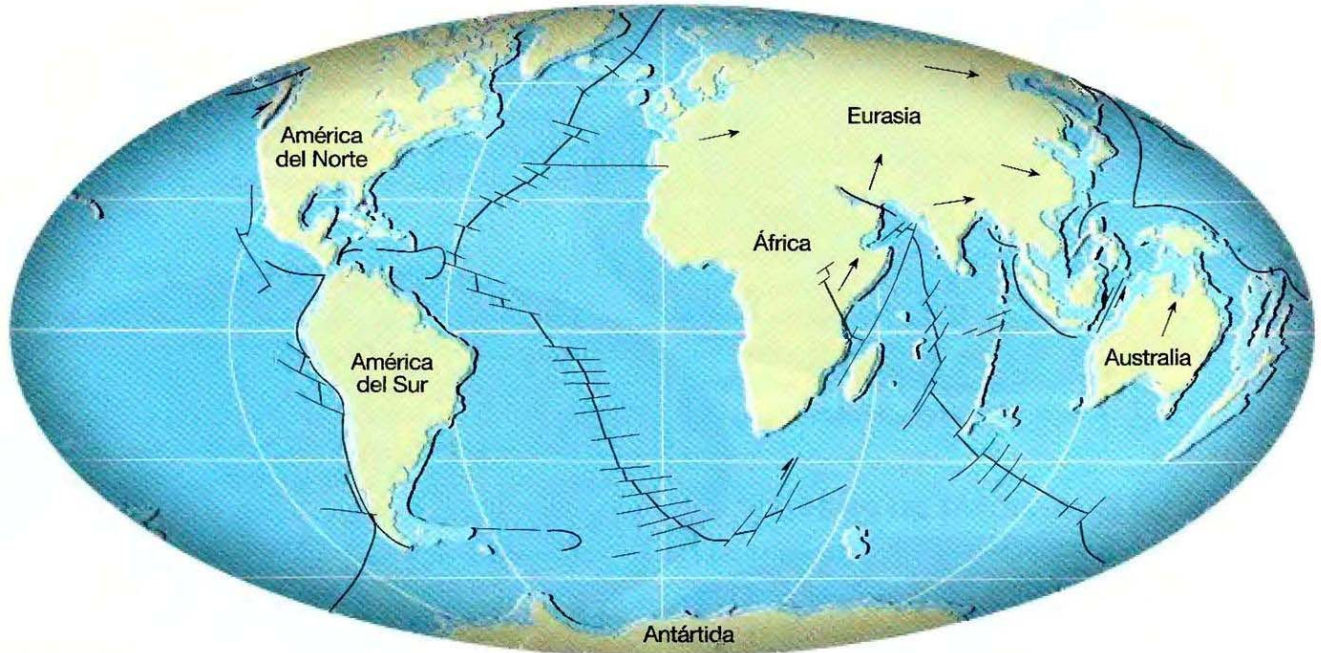
A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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.

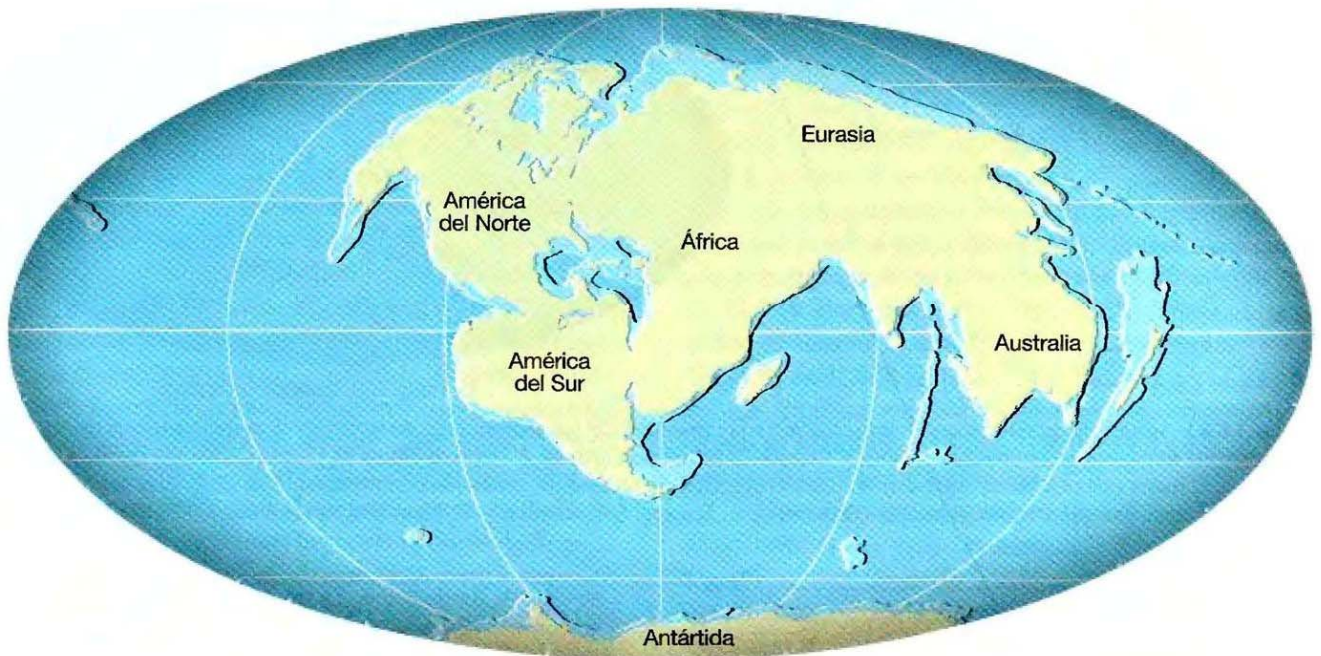
¿Por qué no empieza a subducir en ese punto?

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

- 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).
- 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.
- ¿Cuáles son las tres principales provincias topográficas del fondo oceánico?
- 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?
- 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.
- ¿Por qué son más extensas las llanuras abisales en el fondo del Atlántico que en el del Pacífico?
- ¿Cómo se forma un *monte submarino* con la cúspide plana o *guyot*?
- Describa brevemente el sistema de dorsales oceánicas.
- Aunque las dorsales oceánicas pueden elevarse tanto como algunas montañas continentales, ¿en qué se diferencian ambas estructuras?
- ¿Cuál es el origen del magma para la expansión del fondo oceánico?
- ¿Cuál es la razón principal de la elevada altura del sistema de dorsales oceánicas?
- ¿Cómo altera el metamorfismo hidrotermal las rocas basálticas que componen el fondo oceánico? ¿Cómo se modifica el agua marina durante este proceso?
- ¿Qué es una fumarola oceánica?
- 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.
- Describa brevemente las cuatro capas de la corteza oceánica.
- ¿Cómo se forma un *complejo de diques en capas*? ¿Y la unidad inferior?
- Nombre un lugar que ejemplifique un rift continental.
- ¿Qué papel se cree que desempeñan las plumas del manto en la ruptura de un continente?
- ¿Qué pruebas sugieren que el volcanismo de puntos calientes no siempre causa la fragmentación de un continente?
- ¿Qué ocurre cuando una masa continental adherida a una placa oceánica en subducción es empujada hacia una fosa?
- Explique por qué la litosfera oceánica subduce aunque la corteza oceánica es menos densa que la astenosfera subyacente.
- ¿Por qué la litosfera se engrosa conforme se separa de las dorsales como consecuencia de la expansión del fondo oceánico?
- ¿Qué le ocurrió a la placa de Farallón? Nombre las partes restantes.
- 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>