

CAPÍTULO 14

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

Formación de las montañas

Convergencia y subducción de placas

- Principales estructuras de las zonas de subducción
- Dinámica en las zonas de subducción

Subducción y formación de montañas

- Arcos insulares
- Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino
- Sierra Nevada y las sierras litorales

Colisiones continentales

- Himalaya
- Apalaches

Terranes y formación de montañas

- La naturaleza de los terranes
- Acreción y orogénesis

Montañas de bloque de falla

- Provincia Basin and Range

Movimientos verticales de la corteza

- Isostasia
- Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza

Origen y evolución de los continentes

- Los primeros continentes de la Tierra
- Cómo crecen los continentes

Las montañas son, a menudo, estructuras espectaculares que se elevan de una manera abrupta por encima del terreno circundante. Algunas aparecen como masas aisladas; el cono volcánico Kilimanjaro, por ejemplo, se yergue casi a 6.000 metros por encima del nivel del mar, y contempla desde lo alto las extensas praderas de África oriental. Otros picos forman parte de extensos cinturones montañosos, como la cordillera Americana, que transcurre casi sin interrupción desde la Patagonia (Sudamérica) hasta Alaska, abarcando las montañas Rocosas y los Andes. Cadenas como el Himalaya muestran picos jóvenes extremadamente altos que siguen ascendiendo todavía mientras que otras, entre ellas los Apalaches del este de Estados Unidos, son mucho más antiguas y han sido erosionadas muy por debajo de sus altitudes originales.

Muchos de los principales cinturones montañosos muestran signos de enormes fuerzas horizontales que han plegado, fallado y, generalmente, deformado grandes secciones de la corteza terrestre. Aunque los estratos plegados y fallados contribuyen al aspecto majestuoso de las montañas, gran parte del mérito de su belleza debe atribuirse a la meteorización, los procesos gravitacionales y a la acción de la erosión producida por las corrientes de agua y por el hielo glaciar, que esculpen esas masas levantadas en un esfuerzo interminable por rebajadas hasta el nivel del mar.

En este capítulo, examinaremos primero la naturaleza de las montañas y los mecanismos que las generan. Luego consideraremos la relación entre la formación de las montañas y la formación y la estructura de la corteza continental.

Formación de las montañas



Bordes convergentes ▼ Introducción

Se formaron montañas durante el pasado geológico reciente en varios lugares del mundo. Los cinturones jóvenes montañosos abarcan la cordillera Americana, que transcurre a lo largo del margen oriental del continente Americano desde el cabo de Hornos hasta Alaska e incluye los Andes y las montañas Rocosas; la cadena Alpina-Himalaya, que se extiende desde el Mediterráneo hasta el norte de India e Indochina, atravesando Irán, y los terrenos montañosos del Pacífico oriental, que comprenden arcos de islas volcánicas como Japón, Filipinas y Sumatra. La mayoría de esos jóvenes cinturones montañosos se formó en los últimos 100 millones de años. Algunos, entre ellos el Himalaya, empezaron su crecimiento hace tan sólo 45 millones de años.

Además de estos cinturones montañosos jóvenes, existen también en nuestro planeta varias cadenas montañosas formadas durante el Paleozoico y el Precámbrico. Aunque esas estructuras más antiguas están profundamente erosionadas y son topográficamente menos prominentes, poseen claramente los mismos rasgos estructu-

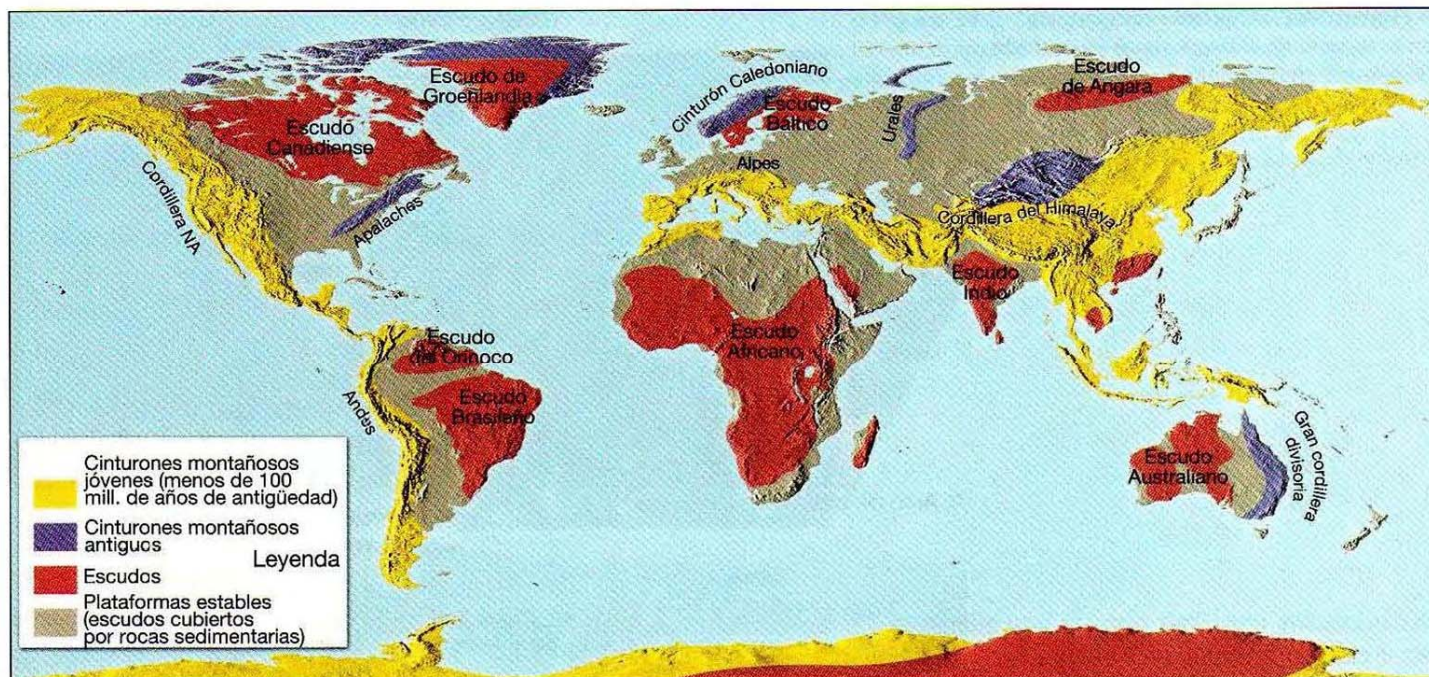
rales encontrados en las montañas más jóvenes. Los Apalaches al este de los Estados Unidos y los Urales en Rusia son ejemplos clásicos de este grupo de cinturones montañosos más antiguos.

Durante las últimas décadas, los geólogos han aprendido mucho de los procesos tectónicos que generan montañas. El término asignado a los procesos que producen colectivamente un cinturón montañoso es el de **orogénesis** (*oros* = montaña; *genesis* = llegar a ser). Algunos cinturones montañosos, incluidos los Andes, están formados predominantemente por lavas y derrubios volcánicos que fueron expulsados a la superficie, así como de cantidades masivas de rocas ígneas intrusivas que se han solidificado en profundidad. Sin embargo, la mayor parte de los principales cinturones montañosos exhiben pruebas visuales destacables de las grandes fuerzas tectónicas que han acortado y engrosado la corteza. Estas *montañas compresionales* contienen grandes cantidades de rocas sedimentarias preexistentes y fragmentos cristalinos de la corteza plegados. Aunque los pliegues y las fallas suelen ser los signos más visibles de la orogénesis, el metamorfismo y la actividad ígnea están siempre presentes en grados diversos.

Con el paso de los años, se han ido proponiendo diversas hipótesis relativas a la formación de los principales cinturones montañosos de la Tierra (Figura 14.1). Una de las primeras propuestas sugería que las montañas son simplemente arrugas de la corteza terrestre producidas cuando el planeta se enfrió a partir de su estado semifundido original. A medida que la Tierra perdía calor, se contraía y se encogía. En respuesta a este proceso, la corteza se deformó de una manera parecida a como se encoge la piel de una naranja cuando la fruta se va secando. Sin embargo, ni ésta ni ninguna de las primeras hipótesis pudo resistir un escrutinio cuidadoso.

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, ha surgido un modelo para la orogénesis con un excelente poder explicativo. De acuerdo con este modelo, la mayor parte de la formación de las montañas se produce en los bordes de placa convergentes. En estos puntos, las placas que colisionan proporcionan los esfuerzos compresionales horizontales necesarios para plegar, formar fallas y producir metamorfismo en las gruesas acumulaciones de sedimentos que se depositan a lo largo de los márgenes continentales. Estos procesos de engrosamiento y acortamiento elevan rocas que pueden haberse formado cerca del nivel del mar hasta grandes alturas.

Para desvelar los acontecimientos que producen las montañas, los investigadores examinan las estructuras montañosas antiguas, así como los lugares donde hay orogénesis activa en la actualidad. De particular interés son las zonas de subducción activas, donde las placas litosféricas están convergiendo. Aquí la subducción de la litosfera oceánica genera los terremotos más fuertes y las erup-



▲ **Figura 14.1** Principales cinturones montañosos de la Tierra.

ciones volcánicas más explosivas de la Tierra, a la vez que representa un papel fundamental en la generación de muchos de los cinturones montañosos de la Tierra.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN...

Se ha mencionado que la mayoría de montañas son el resultado de la deformación de la corteza. ¿Existen zonas con topografía montañosa pero que se hayan producido sin deformación de la corteza?

Sí. Las llanuras, zonas de rocas elevadas esencialmente horizontales, son un ejemplo de una estructura que las fuerzas erosivas pueden diseccionar profundamente y convertirla en un accidentado paisaje montañoso. Aunque estas zonas elevadas son topográficamente parecidas a las montañas, carecen de las estructuras asociadas con la orogénesis. La situación opuesta también existe. Por ejemplo, la sección del Piedmont de los Apalaches orientales exhibe una topografía casi tan suave como la de las Grandes Llanuras. Aun así, puesto que esta región está compuesta de rocas metamórficas deformadas, claramente forma parte de los Apalaches.

Convergencia y subducción de placas

Como se dijo en el Capítulo 13, el ascenso de rocas del manto parcialmente fundidas a lo largo de los bordes divergentes de placa se traduce en la formación de nueva li-

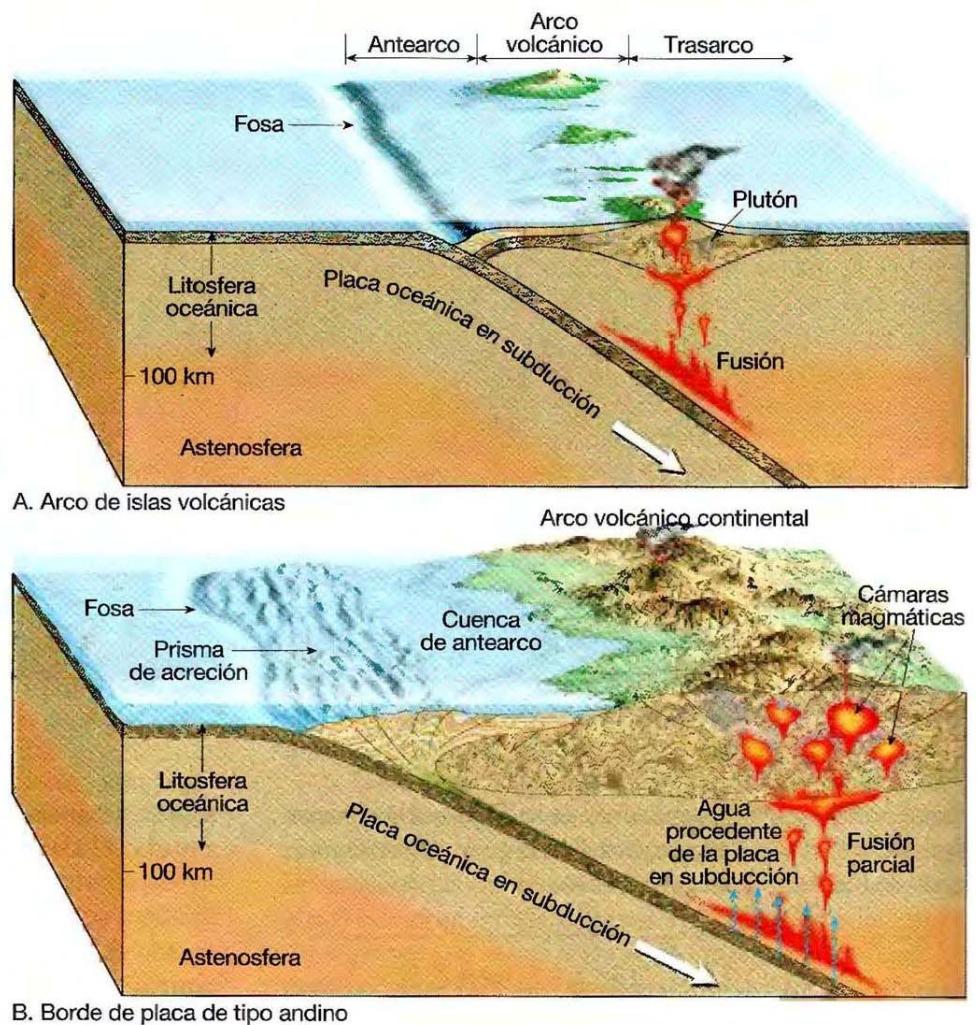
tosfera oceánica. Por el contrario, las zonas de subducción situadas a lo largo de los bordes convergentes son los puntos de destrucción de las placas, lugares donde las capas de litosfera oceánica se doblan y se sumergen de nuevo en el manto. A medida que la litosfera oceánica se hunde lentamente, las temperaturas y las presiones más elevadas alteran de manera gradual estas capas rígidas hasta que se asimilan por completo en el manto.

Principales estructuras de las zonas de subducción

Las zonas de subducción pueden dividirse aproximadamente en las cuatro regiones siguientes: (1) una *fosa oceánica profunda*, que se forma donde una placa de litosfera oceánica en subducción se dobla y desciende hacia la astenosfera; (2) un *arco volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; (3) una región situada entre la fosa y el arco volcánico (*región de antearco*), y (4) una región situada en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa (*región de trasarco*). Aunque todas las zonas de subducción tienen estas estructuras, existe una gran cantidad de variaciones, tanto a todo lo largo de una sola zona de subducción como entre zonas de subducción diferentes (Figura 14.2).

Las zonas de subducción también pueden situarse en una de las dos categorías siguientes: aquellas en las que la litosfera oceánica subduce por debajo de otra capa oceánica y aquellas en las que la litosfera oceánica desciende por debajo de un bloque continental. (Una excepción es la zona de subducción de las Aleutianas, en la

► **Figura 14.2** Diagramas compartivos entre un arco de islas volcánicas y un borde de placa de tipo andino.

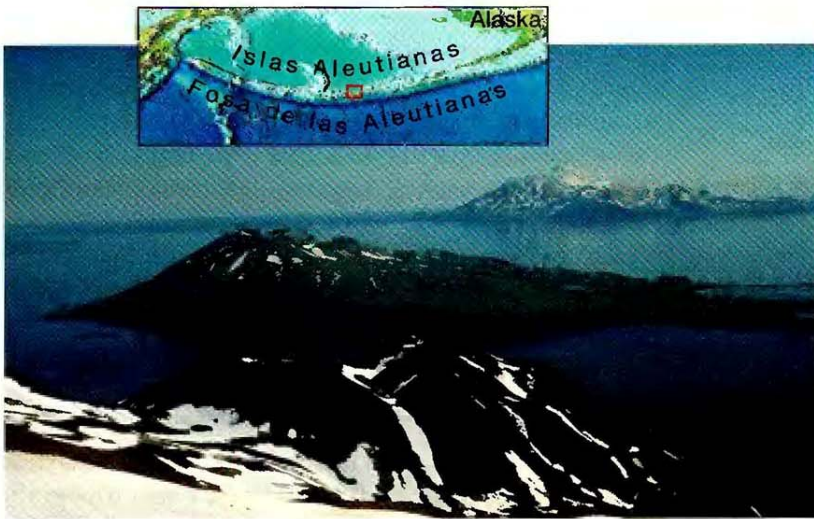


que la parte oeste es una zona de subducción océano-océano, mientras que la subducción a lo largo de la sección oriental tiene lugar bajo la masa continental de Alaska.)

Arcos volcánicos Quizá la estructura más evidente generada por subducción son los *arcos volcánicos*, que se forman sobre la placa suprayacente. Donde convergen dos placas oceánicas, una subduce debajo de la otra y se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situada encima de la placa que subduce. Eso acaba conduciendo al crecimiento de un **arco de islas volcánicas**, o simplemente **arco isla**, sobre el fondo oceánico. Son ejemplos de arcos insulares activos los de las Marianas, las Nuevas Hébridas, las Tonga y las Aleutianas (Figura 14.3).

En los lugares donde la litosfera oceánica subduce por debajo de un bloque continental, surge un **arco volcánico continental**. Aquí, el arco volcánico se forma sobre la topografía más elevada de las rocas continentales más antiguas y forma picos volcánicos que pueden alcanzar los 6.000 metros por encima del nivel del mar.

Fosas oceánicas profundas Otra gran estructura asociada con la subducción son las fosas oceánicas profundas. La profundidad de la fosa parece estar estrechamente relacionada con la edad y, por tanto, la temperatura de la placa oceánica en subducción. En el Pacífico occidental, donde la litosfera oceánica es fría, las capas oceánicas relativamente densas descienden hacia el manto y producen fosas profundas. Un ejemplo conocido es la fosa de las Marianas, en la que la zona más profunda se encuentra más de 11.000 metros por debajo del nivel del mar. Por el contrario, a la zona de subducción de Cascadia le falta una fosa bien definida. Aquí, la placa caliente y flotante de Juan de Fuca subduce con un ángulo muy pequeño debajo del suroeste de Canadá y el noroeste de los Estados Unidos. La zona de subducción de Perú-Chile, por otro lado, tiene profundidades de su fosa entre estos extremos. Gran parte de esta fosa es de 2 a 3 kilómetros menos profunda que las del Pacífico occidental, cuya profundidad media oscila entre los 7 y los 8 kilómetros. Una excepción se halla en la parte central de Chile, donde el borde de la placa tiene una pendien-



◀ **Figura 14.3** Tres de las numerosas islas volcánicas que forman el arco de las Aleutianas. Esta banda volcánica estrecha es el resultado de la subducción de la placa del Pacífico. En la distancia se encuentra el volcán Great Sitkin (1.772 metros), que los aleutianos llaman el «Gran vaciador de intestinos», por su frecuente actividad. (Foto de Bruce D. Marsh.)

te muy suave, lo cual hace que la fosa sea prácticamente inexistente.

Regiones de antearco y de trasarco Situadas entre los arcos volcánicos en desarrollo y las fosas oceánicas profundas se encuentran las regiones de *antearco* (Figura 14.2), en las que el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan. Además, la placa que subduce transporta los sedimentos del fondo oceánico hacia la zona antearco.

Otro lugar en el que los sedimentos y los derrubios volcánicos se acumulan es la región de *trasarco*, que se sitúa al lado del arco volcánico pero en el lado opuesto a la fosa. En esas regiones, las fuerzas tensionales suelen dominar, haciendo que la corteza se estire y se adelgace.

Dinámica en las zonas de subducción

Dado que las zonas de subducción se forman en el lugar en el que dos placas convergen, es natural suponer que las grandes fuerzas compresionales actúan para deformar los bordes de las placas. De hecho, este es el caso a lo largo de muchos bordes convergentes de placa. Sin embargo, los bordes convergentes no son siempre regiones dominadas por las fuerzas compresionales.

Extensión y expansión de la zona de trasarco A lo largo de algunos bordes convergentes de placa, las placas suprayacentes están sometidas a tensión, lo cual provoca el estiramiento y el adelgazamiento de la corteza. ¿Pero cómo actúan los procesos extensionales cuando dos placas se mueven juntas?

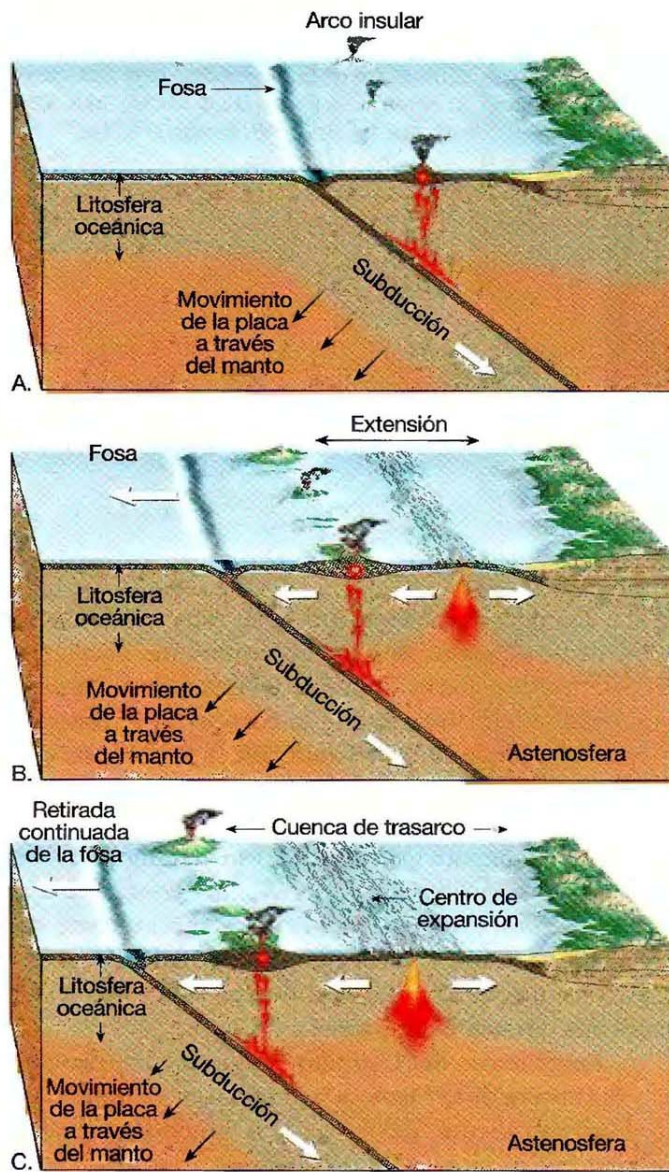
Se cree que la edad de la placa oceánica en subducción desempeña un papel importante en la determinación de las fuerzas dominantes que actúan en la placa supraya-

cente. Recordemos que cuando una capa relativamente fría y densa subduce, *no* sigue un camino fijo hacia la astenosfera. Antes bien, se hunde verticalmente a medida que desciende, haciendo que la fosa se retire, como se muestra en la Figura 14.4. Conforme la placa en subducción se hunde, crea un flujo (*succión de placa*) en la astenosfera que «tira» de la placa superior hacia la fosa en retirada. (¡Imaginemos qué pasaría si estuviéramos sentados en un bote salvavidas cerca del *Titanic* mientras éste se hunde!) Como consecuencia, la placa suprayacente está sometida a tensión y puede alargarse y adelgazarse. Si la tensión se mantiene durante el tiempo suficiente, se formará una **cuenca de trasarco**.

Recordemos del Capítulo 13 que el adelgazamiento y la ruptura de la litosfera se traduce en el afloramiento de rocas calientes del manto y la fusión por descompresión que lo acompaña. La extensión continuada inicia un tipo de expansión del fondo oceánico que genera nueva corteza oceánica y, de este modo, aumenta el tamaño de una cuenca de trasarco en desarrollo.

Se encuentran cuencas de trasarco activas detrás de las islas Marianas y las Tonga, mientras que las cuencas inactivas contienen el mar del sur de la China y el mar de Japón. Se cree que la expansión trasarco que formó el mar de Japón separó un pequeño fragmento de corteza continental de Asia. Gradualmente, este fragmento de corteza migró hacia el mar junto con la fosa en retirada. La expansión del fondo oceánico, a su vez, creó la corteza oceánica del fondo del mar de Japón.

Condiciones compresionales En algunas zonas de subducción dominan las fuerzas compresionales (véase Recuadro 14.1). Éste parece ser el caso de los Andes centrales, donde un episodio de deformación empezó hace unos 30 millones de años. Durante este intervalo de tiempo, el borde occidental de América del Sur ha esta-



▲ **Figura 14.4** Modelo en el que se muestra la formación de una cuenca de trasarco. La subducción y la retirada y doblamiento hacia detrás de la placa oceánica crea un flujo en el manto que «tira» de la placa superior hacia la fosa en retirada.

do cabalgando activamente la placa de Nazca, en subducción, a una velocidad aproximada de 3 centímetros anuales. En otras palabras, la placa Suramericana ha estado avanzando hacia la fosa Perú-Chile a una velocidad mayor de la de retirada de la fosa. Por tanto, en el caso de los Andes, la capa de litosfera oceánica descendiente sirve como un «muro» que resiste el movimiento en dirección oeste de la placa Suramericana. Las fuerzas tectónicas resultantes han acortado y engrosado el borde occidental de América del Sur. (Es importante observar que la corteza continental es en general más débil que la corteza oceánica; por tanto, la mayor parte de la deformación ocurre en los bloques continentales.) En esta región, el bloque de corteza de los Andes tiene un máximo engrosamiento de unos 70 kilómetros, y una topografía montañosa que en algunas ocasiones supera los 6.000 metros de altura.

Subducción y formación de montañas

Como se ha comentado anteriormente, la subducción de la litosfera oceánica da lugar a dos tipos distintos de cinturones montañosos. Cuando la *litosfera oceánica* subduce por debajo de una *placa oceánica*, se desarrollan un arco insular y las estructuras tectónicas relacionadas. La subducción por debajo de un *bloque continental*, en cambio, se traduce en la formación de un arco volcánico a lo largo del borde de un continente. Los bordes de placa que generan arcos volcánicos continentales suelen denominarse **bordes de tipo andino**.

Arcos insulares

Los arcos insulares representan lo que quizá son los cinturones montañosos más simples. Estas estructuras son consecuencia de la subducción constante de la litosfera



Recuadro 14.1 ► Entender la Tierra

Terremotos en el noroeste del Pacífico

En los estudios sísmicos se ha demostrado que la zona de subducción de Cascadia tiene menos actividad sísmica que cualquier otra zona de subducción a lo largo del borde de la cuenca Pacífica. ¿Significa eso que los terremotos no suponen ninguna gran amenaza para los centros de población del noroeste del Pacífico? Durante algún tiempo, ésta era la

creencia convencional. No obstante, esa opinión cambió con el descubrimiento de pantanos y bosques litorales enterrados que se explican mejor por el hundimiento rápido que acompaña un gran terremoto.

La zona de subducción de Cascadia es muy parecida al borde convergente del centro de Chile, donde la placa oceánica

desciende a un ángulo pequeño de unos 10-15 grados. En Chile, los efectos de las grandes fuerzas compresionales se perciben regularmente en forma de fuertes terremotos. El terremoto más fuerte jamás registrado ocurrió allí en 1960, Mw 9,5. La investigación predice que la subducción a ángulos pequeños se traduce en un ambiente que conduce a grandes terre-

motos (Mw 8,0 o mayor). Una explicación parcial reside en el hecho de que en esos lugares existe una gran zona de contacto entre la placa superior y la placa en subducción.

Como la zona de subducción del centro de Chile, el borde de Cascadia tiene una placa suavemente inclinada y carece de fosa, lo cual sugiere que la zona de subducción de Cascadia es capaz de causar grandes terremotos. Entre las pruebas de acontecimientos pasados de gran magnitud se cuentan los depósitos ente-

rrados de turba hallados en algunas zonas de la bahía. Estos descubrimientos son coherentes con los episodios de hundimiento rápido parecidos a lo que ocurrió durante el terremoto de Alaska de 1964 (véase Capítulo 11). Además, aparentemente una falla cerca de Seattle actuó hace unos 1.100 años y produjo un gran tsunami.

Sin embargo, estas pruebas también sugieren que un gran terremoto es poco probable, al menos a corto plazo. En los estudios geodésicos realizados a lo largo

de las zonas costeras del noroeste del Pacífico durante las últimas décadas, se indica que la tensión elástica no se está acumulando en gran medida.

¿Qué opinión es correcta? ¿Un gran terremoto en el noroeste del Pacífico es inminente o improbable? Esperemos que una mayor investigación resuelva esta cuestión. Mientras tanto, quienes vivan en la región que rodea la zona de subducción de Cascadia deberían conocer las precauciones que deben tomarse para mitigar los efectos de un gran terremoto.

oceánica, que puede durar 100 millones de años o más. La actividad volcánica esporádica, el emplazamiento de cuerpos plutónicos en profundidad y la acumulación de sedimentos procedentes de la placa en subducción aumentan de manera gradual el volumen del material de la corteza que cubre la placa superior. Algunos arcos de islas volcánicas maduros, como el de Japón, parecen haberse formado sobre un fragmento preexistente de corteza continental.

El desarrollo continuado de un arco de islas volcánicas maduro puede traducirse en la formación de una topografía montañosa compuesta de cinturones de rocas ígneas y metamórficas. Sin embargo, se considera esta actividad sólo como una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Como veremos más adelante, algunos arcos volcánicos son transportados por una placa en subducción hacia el borde de un bloque continental, donde se convierten en una parte de un episodio de formación de montañas.

Los arcos insulares y los bordes de placa de tipo andino tienen muchas estructuras enormemente parecidas, lo cual refleja sus entornos tectónicos comparables (véase Figura 14.2). No obstante, hay una serie de diferencias, relacionadas principalmente con la edad de la placa oceánica que subduce y el tipo de corteza que cubre la placa suprayacente. En la siguiente sección, consideraremos la naturaleza de los bordes de tipo andino y el grado al que sus estructuras se parecen a los arcos insulares.

Formación de montañas a lo largo de los bordes de tipo andino

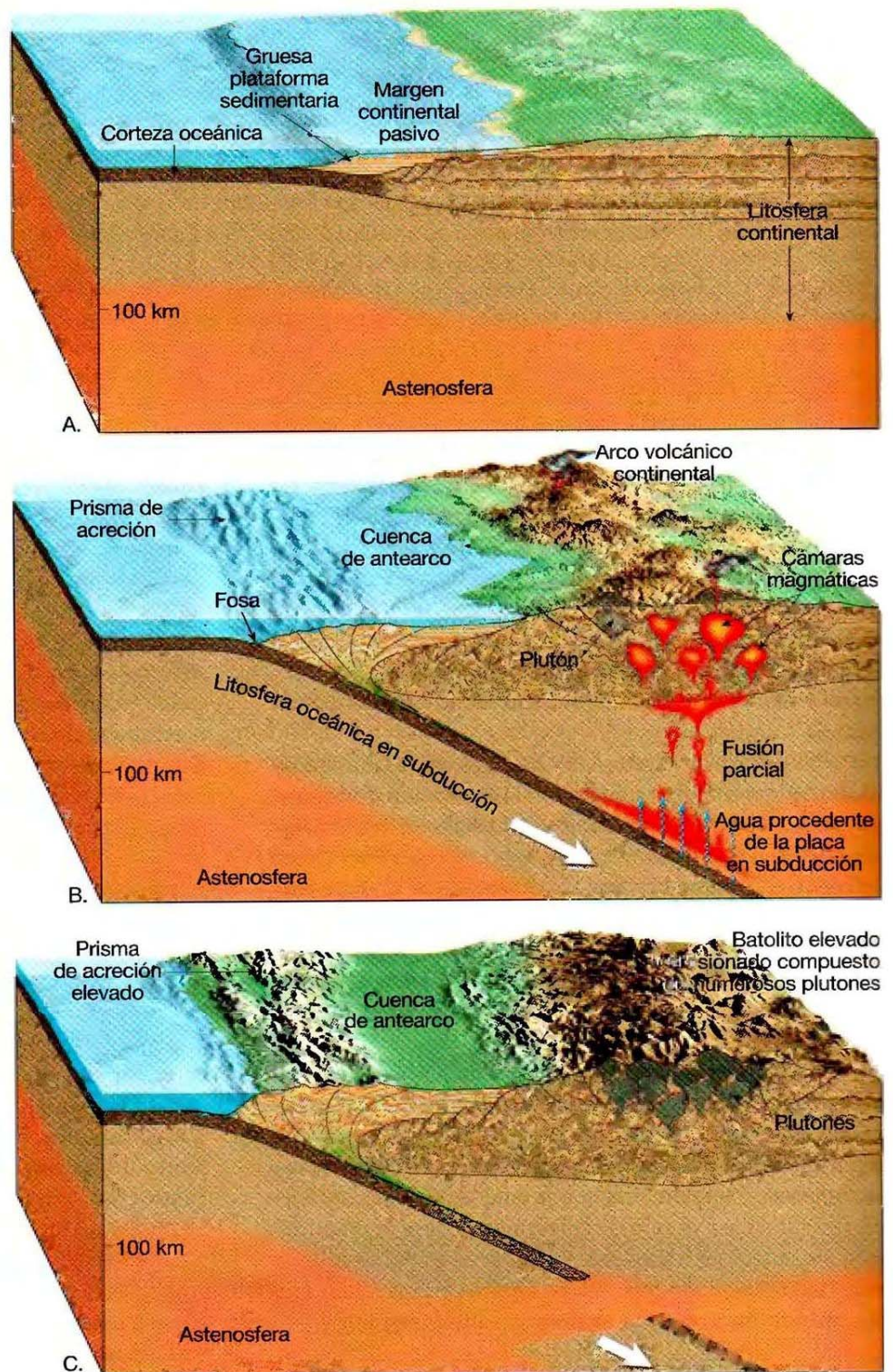
La primera etapa en el desarrollo de un cinturón montañoso de tipo andino aparece antes de la formación de la zona de subducción. Durante este período, el margen continental es un **margen pasivo**, es decir, no es un borde de placa, sino parte de la misma placa donde se encuentra la corteza oceánica contigua. La costa este de Es-

tados Unidos proporciona un ejemplo actual de un margen continental pasivo. En lugares como éste, la deposición de sedimentos en la plataforma continental está produciendo una gruesa plataforma de areniscas, calizas y lutitas de aguas someras (Figura 14.5A). Más allá de la plataforma continental, las corrientes de turbidez depositan sedimentos en el fondo de la cuenca oceánica profunda (véase Capítulo 13). En este ambiente, tres elementos estructurales diferenciados de un cinturón montañoso en desarrollo toman forma de una manera gradual: los arcos volcánicos, los prismas de acreción y las cuencas de ante- arco (Figura 14.5).

Formación de un arco volcánico Recordemos que a medida que la litosfera oceánica desciende hacia el manto, el aumento de las temperaturas y las presiones provoca la salida de los volátiles (principalmente agua) de las rocas de la corteza. Estos fluidos móviles migran hacia la pieza en forma de prisma del manto situado entre la placa en subducción y la placa superior. Una vez la capa que se hunde alcanza una profundidad aproximada de 100 kilómetros, estos fluidos ricos en agua reducen el punto de fusión de las rocas calientes del manto lo suficiente como para provocar fusión parcial (Figura 14.5B). La fusión parcial de las rocas del manto (principalmente la peridotita) genera *magmas primarios*, con composiciones basálticas. Puesto que son menos densos que las rocas a partir de las cuales se han originado, estos magmas basálticos recién formados ascenderán. Al alcanzar la base de la corteza continental, que está formada por rocas de baja densidad, en general estos magmas basálticos se reúnen y se acumulan. Sin embargo, el volcanismo reciente en los arcos actuales (la erupción del Etna, por ejemplo) indica que una parte del magma debe de alcanzar la superficie.

Para continuar el ascenso, los cuerpos magmáticos deben tener menor densidad que las rocas de la corteza. En las zonas de subducción, eso suele conseguirse me-

► **Figura 14.5** Orogénesis a lo largo de una zona de subducción de tipo andino. **A.** Margen continental pasivo con una extensa cuña de sedimentos. **B.** La convergencia entre placas genera una zona de subducción, y la fusión parcial produce un arco volcánico en desarrollo. La convergencia continua y la actividad ígnea deformaron y aumentaron el grosor de la corteza, elevando el cinturón montañoso, mientras se desarrolla un prisma de acreción. **C.** La subducción acaba y es seguida por un período de elevación y erosión.



dante la diferenciación magmática, en la que los minerales pesados ricos en hierro cristalizan y se sedimentan, dejando el fundido restante enriquecido en sílice y otros componentes «ligeros» (véase Capítulo 4). Por tanto, a través de la diferenciación magmática, un magma basáltico comparativamente denso puede generar fundidos de

baja densidad con una composición andesítica (intermedia) o incluso riolítica (félsica).

El volcanismo a lo largo de los arcos continentales está dominado por la erupción de lavas y materiales piroclásticos de composición andesítica, mientras por otro lado pueden generarse cantidades menores de rocas ba-

sálticas y riolíticas. Dado que el agua procedente de la placa en subducción es necesaria para la fusión, estos magmas derivados del manto están enriquecidos en agua y otros volátiles (el componente gaseoso del magma). Estos magmas cargados de gas son los que producen las erupciones explosivas características de los arcos volcánicos continentales y los arcos insulares maduros.

Emplazamiento de los plutones La corteza continental gruesa es un gran impedimento para el ascenso del magma. Por consiguiente, un porcentaje elevado de la cantidad que intruye en la corteza nunca alcanza la superficie; en lugar de eso, cristaliza en profundidad y forma plutones. El emplazamiento de estos cuerpos ígneos masivos metamorfoseará la roca huésped a través del proceso denominado metamorfismo de contacto (véase Capítulo 8).

Al final, la elevación y la erosión desentierran estos cuerpos ígneos y las rocas metamórficas asociadas. Una vez expuestas en la superficie, estas estructuras masivas se denominan *batolitos* (Figura 14.5C). Compuestos de numerosos plutones, los batolitos forman el núcleo de Sierra Nevada en California y predomina en los Andes peruanos. La mayoría de batolitos está compuesta de rocas ígneas intrusivas con una composición intermedia a félsica, como la diorita y la granodiorita, aunque pueden existir granitos. (El granito es escaso en los batolitos que se encuentran a lo largo del borde occidental de Norteamérica, pero hay cantidades significativas en el núcleo de las montañas Apalaches.)

Desarrollo de un prisma de acreción Durante el desarrollo de los arcos volcánicos, los sedimentos transportados en la placa en subducción, así como fragmentos de la corteza oceánica, pueden ser arrancados y se adosan a la superficie de la placa suprayacente. La acumulación caótica de sedimentos deformados y fallados y los fragmentos de la corteza oceánica se denomina **prisma de acreción** (Figura 14.5B). Los procesos que deforman estos sedimentos se han comparado a lo que le sucede a un suelo a medida que es arrancado y empujado delante de una excavadora.

Algunos de los sedimentos que componen el prisma de acreción son arcillas que se acumularon en el fondo oceánico y luego fueron transportadas a la zona de subducción por el movimiento de las placas. Otros materiales se derivan del arco volcánico adyacente y están compuestos por cenizas volcánicas y otros materiales piroclásticos, así como por sedimentos erosionados de estos relieves elevados.

Algunas zonas de subducción tienen prismas de acreción mínimos o no los tienen. La fosa de las Marianas, por ejemplo, carece de prisma de acreción, en parte debido a la distancia que la separa de un área fuente importante. (Otra explicación propuesta para la falta de un

prisma de acreción es que gran parte de los sedimentos disponibles han subducido.) Por el contrario, la zona de subducción de Cascadia tiene un gran prisma de acreción. Aquí, la placa de Juan de Fuca tiene un manto de sedimentos de 3 kilómetros de grosor aportados principalmente por el río Colorado.

La subducción prolongada, en las regiones donde los sedimentos abundan, puede engrosar el prisma de acreción bastante como para que sobresalga por encima del nivel del mar. Eso ha sucedido a lo largo del extremo meridional de la fosa de Puerto Rico, donde la cuenca del río Orinoco de Venezuela es una gran área fuente. El prisma resultante emerge en la isla de Barbados.

No todos los sedimentos disponibles se convierten en una parte del prisma de acreción; antes bien, algunos subducen a grandes profundidades. Conforme estos sedimentos descienden, la presión aumenta de una manera constante, pero las temperaturas en el interior de los sedimentos se mantienen relativamente bajas, porque están en contacto con la placa fría que se hunde. Esta actividad genera una serie de minerales metamórficos de alta presión y baja temperatura. Debido a su baja densidad, algunos de los sedimentos subducidos y los componentes metamórficos asociados pueden ascender hacia la superficie. Este «reflujo» tiende a mezclar y revolver los sedimentos del interior del prisma de acreción. Por tanto, un prisma de acreción evoluciona y se convierte en una estructura compleja formada por rocas sedimentarias falladas y plegadas y fragmentos de corteza oceánica intermezclados con las rocas metamórficas formadas durante el proceso de subducción. La estructura única de los prismas de acreción ha ayudado enormemente a los geólogos en su intento de reconstruir los acontecimientos que han generado nuestros continentes actuales.

Cuencas de antearco A medida que el prisma de acreción crece en dirección ascendente, tiende a actuar como barrera al movimiento de los sedimentos desde el arco volcánico hacia la fosa. Como consecuencia, los sedimentos empiezan a acumularse entre el prisma de acreción y el arco volcánico. Esta región, compuesta de capas de sedimentos relativamente no deformadas y rocas sedimentarias se denomina **cuenca de antearco** (Figura 14.5B). El descenso y la sedimentación continuada en las cuencas de antearco pueden generar una secuencia de estratos sedimentarios horizontales de varios kilómetros de grosor.

Sierra Nevada y las sierras litorales

Durante el período Jurásico, cuando el Atlántico norte empezó a abrirse, se formó una zona de subducción a lo largo del borde occidental de la placa Norteamericana. Las pruebas de este episodio de subducción se encuentran en un cinturón casi continuo de plutones ígneos que in-

cluyen el batolito Baja de México, los batolitos de Sierra Nevada y Idaho situados en el oeste de los Estados Unidos y el batolito Litoral de Canadá (véase Figura 5.32).

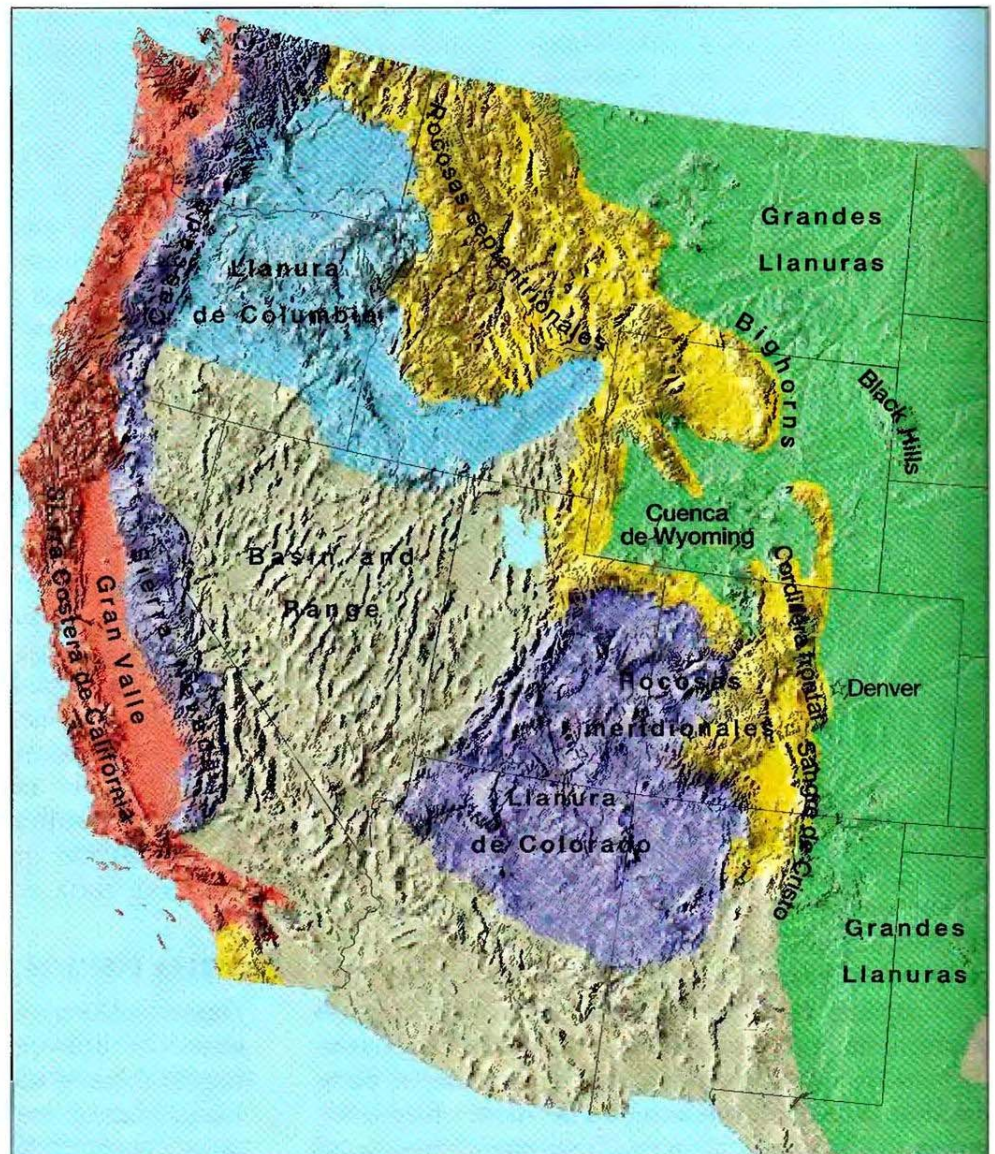
Una parte de lo que formó este borde convergente de placa constituye ahora un excelente ejemplo de un cinturón orogénico inactivo de tipo andino. Que incluye Sierra Nevada y las sierras Costeras de California (Figura 14.6). Estos cinturones montañosos paralelos se produjeron por la subducción de una parte de la cuenca del Pacífico (placa de Farallón) debajo del borde occidental de California.

El batolito de Sierra Nevada es un resto del arco volcánico continental que fue generado por numerosas oleadas de magma a lo largo de 10 millones de años. Las sierras Costeras representan un prisma de acreción que se formó cuando los sedimentos arrancados de la placa en subducción y erosionados desde el arco volcánico conti-

ental se plegaron y fallaron de una manera intensa. (Algunas porciones de las sierras Costeras están compuestas de una mezcla caótica de rocas sedimentarias y metamórficas y fragmentos de corteza oceánica denominada formación Franciscan.)

La subducción, que empezó hace unos 30 millones de años, cesó de manera gradual a lo largo de gran parte del borde de Norteamérica a medida que el centro de expansión que produjo la placa de Farallón entraba en la fosa de California (véase Figura 13.20). Tanto el centro de expansión como la zona de subducción se destruyeron posteriormente. El levantamiento y la erosión que siguieron a este acontecimiento han eliminado gran parte de la evidencia de la actividad volcánica antigua y han dejado expuesto un núcleo de rocas ígneas cristalinas y rocas metamórficas asociadas que componen la Sierra Nevada. El levantamiento de las sierras Costeras tuvo lugar sólo re-

► **Figura 14.6** Mapa de las montañas y relieve del oeste de Estados Unidos. (Tomado de Thelin y Pike, U. S. Geological Survey.)



cientemente, como demuestran los sedimentos jóvenes, no consolidados, que todavía cubren zonas de estas tierras elevadas.

El Gran Valle de California es un resto de la cuenca de antearco que se formó entre la Sierra Nevada y las sierras Costeras, ambas en desarrollo. Durante gran parte de su historia, algunas partes del Gran Valle se extienden por debajo del nivel del mar. Esta cuenca llena de sedimentos contiene potentes depósitos marinos y derrubios erosionados del arco volcánico continental.

A partir de este ejemplo, podemos ver que los cinturones montañosos de tipo andino están compuestos de dos zonas de deformación casi paralelas. Un arco volcánico continental, que se forma a lo largo de los bordes continentales, está compuesto de volcanes y grandes cuerpos ígneos intrusivos y rocas metamórficas asociadas. En el lado del mar del arco volcánico continental, donde las placas en subducción descienden por debajo del continente, se genera un prisma de acreción. Esta estructura está formada principalmente por sedimentos y derrubios volcánicos que se han plegado, se han fallado y en algunos lugares se han metamorfozados (Figura 14.5). Entre estas zonas deformadas se extiende una cuenca de antearco, compuesta principalmente de estratos marinos horizontales.

En resumen, el crecimiento de cinturones montañosos en las zonas de subducción es una respuesta al engrosamiento de la corteza provocado por la adición de rocas ígneas derivadas del manto. Además, el acortamiento y el engrosamiento de la corteza tienen lugar a lo largo de los bordes continentales como consecuencia de la convergencia.

Colisiones continentales



Bordes convergentes ▼ Colisiones continentales

Como hemos visto, cuando una lámina de la litosfera oceánica subduce por debajo de un borde continental, se desarrolla un cinturón montañoso de tipo andino. Si la placa que subduce también contiene un continente, la subducción continuada acaba transportando el bloque continental hacia la fosa. Aunque la litosfera oceánica es relativamente densa y subduce con facilidad, la corteza continental contiene cantidades importantes de materiales de baja densidad y es demasiado flotante como para experimentar una subducción apreciable. Por consiguiente, la llegada de la litosfera continental a la fosa se traduce en una colisión con el borde del bloque continental suprayacente y la interrupción de la subducción (Figura 14.7).

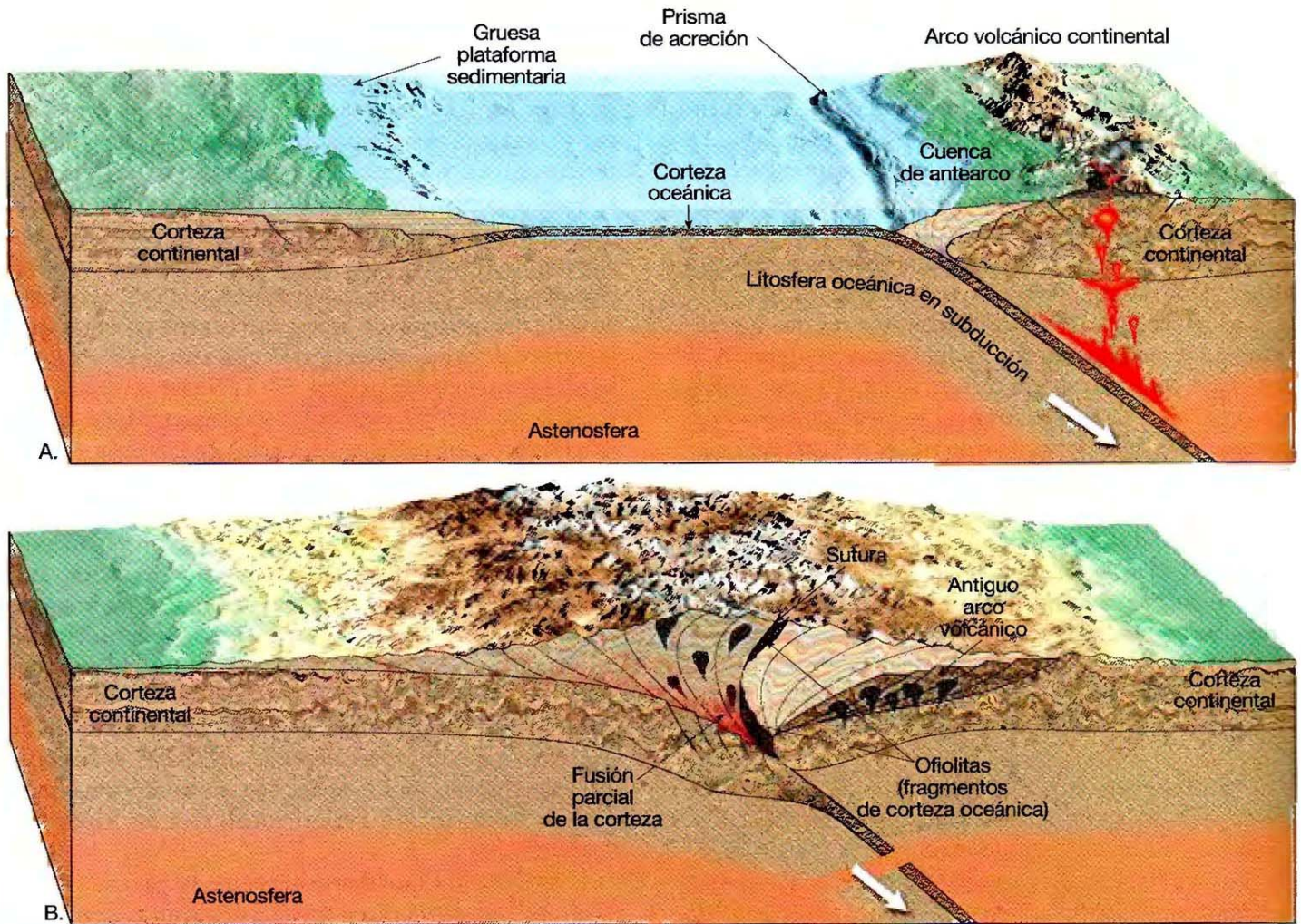
Las colisiones continentales tienen como consecuencia el desarrollo de **montañas compresionales** caracterizadas por una corteza acortada y engrosada. Los grosores de 50 kilómetros son comunes y la corteza de algunas regiones tiene espesores que superan los 70 kilómetros. En estos lugares, el engrosamiento de la corteza se alcanza generalmente a través del plegado y el fallado.

Los **cinturones de pliegues y cabalgamientos** son estructuras notables de la mayoría de montañas compresionales. Estos terrenos montañosos suelen ser el resultado de la deformación de gruesas secuencias de rocas sedimentarias de aguas someras parecidas a las que forman los bordes continentales pasivos del Atlántico. Durante una colisión continental, estas rocas sedimentarias son empujadas tierra adentro, lejos del núcleo de cinturón montañoso en desarrollo y sobre el interior continental estable. En esencia, el acortamiento de la corteza se alcanza a través del desplazamiento a lo largo de los cabalgamientos (fallas inversas de ángulo pequeño), donde los estratos que antes se extendían horizontalmente se apilan los unos encima de los otros como se ilustra en la Figura 14.7. Durante este desplazamiento, el material atrapado entre las fallas inversas suele plegarse y forma la otra estructura principal de un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Se encuentran ejemplos excelentes de cinturones de pliegues y cabalgamientos en los Apalaches, en las Rocosas canadienses, en el Himalaya (meridional) y en los Alpes septentrionales.

Los mecanismos que generan montañas compresionales también crean otros tipos de estructuras tectónicas. Entre éstos se cuentan los bloques del basamento que cabalgan hacia el continente opuesto. Además, las fallas inversas y los pliegues son estructuras principales del prisma de acreción que se genera a lo largo del borde de tipo andino de uno de los dos continentes.

La zona en la que dos continentes colisionan se denomina **sutura**. Esta parte del cinturón montañoso suele conservar restos de la litosfera oceánica que fueron atrapadas entre las placas en colisión. Como consecuencia de su estructura ofiolítica única (véase Capítulo 13), estos fragmentos de litosfera oceánica ayudan a identificar la localización del borde de colisión. A lo largo de las zonas de sutura es donde los continentes se sueldan. Sin embargo, al principio se trata de zonas muy calientes y débiles. Por tanto, si los movimientos de las placas asociadas con ellas pasan drásticamente de la convergencia a la divergencia, estas zonas de fragilidad pueden convertirse en futuros puntos de ruptura continental.

Observaremos más detenidamente dos ejemplos de cordilleras colisionales: el Himalaya y los Apalaches. El Himalaya es la cordillera de colisión más joven de la Tierra y todavía está creciendo. Los Apalaches constituyen un cinturón montañoso mucho más antiguo, en el que la for-



▲ **Figura 14.7** Ilustración en la que se muestra la formación de las principales estructuras de un cinturón montañoso compresional, incluido el cinturón de pliegues y cabalgamientos.

mación activa de montañas cesó hace unos 250 millones de años.

Himalaya

El episodio de formación de montañas que creó el Himalaya empezó hace alrededor de 45 millones de años, cuando la India empezó a colisionar con Asia. Antes de la fragmentación de Pangea, India era una parte de Gondwana en el hemisferio sur (véase Figura 2.A). Al separarse de ese continente, la India se movió rápidamente, desde el punto de vista geológico, unos pocos miles de kilómetros en dirección norte (véase Figura 2.A).

La zona de subducción que facilitó la migración hacia el norte de India estaba situada cerca del borde meridional de Asia. La subducción continuada a lo largo del borde de Asia creó un borde de placa de tipo andino que contenía un arco volcánico bien desarrollado y un prisma de acreción. El borde septentrional indio, por otra parte,

era un borde continental pasivo compuesto por una gruesa plataforma de sedimentos de aguas someras y rocas sedimentarias.

Aunque los detalles permanecen algo incompletos, uno o quizás varios pequeños fragmentos continentales se situaron en la placa en subducción en algún punto entre India y Asia. Durante el cierre de la cuenca oceánica intermedia, un fragmento relativamente pequeño de la corteza, que ahora constituye el sur del Tíbet, alcanzó la fosa. Después de este acontecimiento, se acreciona la India. Las fuerzas tectónicas implicadas en la colisión de India con Asia eran enormes e hicieron que los materiales más deformables situados en los bordes litorales de estos continentes experimentaran grandes pliegues y fallas. El acortamiento y el engrosamiento de la corteza elevaron grandes cantidades de material de la corteza, generando las espectaculares montañas del Himalaya.

Además de la elevación, el acortamiento produjo un engrosamiento de la corteza en la que las capas inferiores

experimentaban temperaturas y presiones elevadas. La fusión parcial en el interior de la región más profunda y deformada del cinturón montañoso produjo plutones que destruyeron y deformaron las rocas suprayacentes. Es en ambientes de este tipo donde se genera el núcleo metamórfico e ígneo de las montañas compresionales.

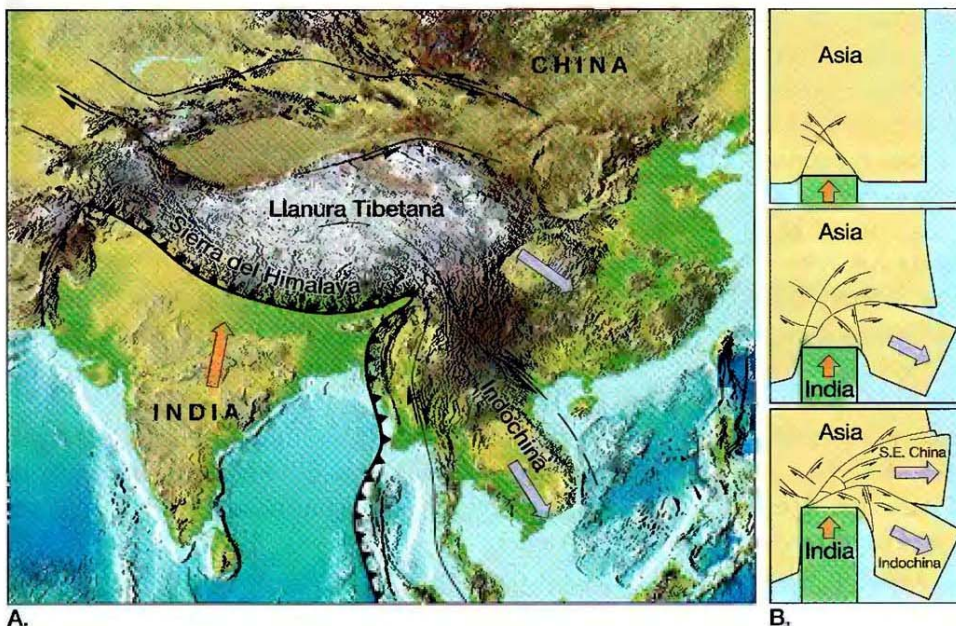
Tras la formación del Himalaya vino un período de elevación que hizo ascender la llanura Tibetana. Las pruebas procedentes de los estudios sísmicos sugieren que una parte del subcontinente indio fue empujada por debajo del Tíbet posiblemente a lo largo de una distancia de 400 kilómetros. Si fue así, el grosor añadido de la corteza explicaría el paisaje elevado del Tíbet meridional, que tiene una elevación media más alta que el monte Whitney, el punto más elevado de los Estados Unidos. Otros investigadores no están de acuerdo con este escenario. Por el contrario, sugieren que las grandes fallas inversas y los pliegues en el interior de la corteza superior, así como la deformación dúctil uniforme de la corteza inferior y el manto litosférico subyacente, produjeron el gran grosor de la corteza que explica la elevación extrema de esta llanura. Es necesaria más investigación para resolver esta cuestión.

La velocidad de la colisión con Asia disminuyó, pero no frenó la migración hacia el norte de India, que desde entonces ha penetrado al menos 2.000 kilómetros en la masa continental asiática. El acortamiento de la corteza explica una parte de este movimiento. Se cree que gran parte de la penetración restante en Asia se ha traducido en el desplazamiento lateral de grandes bloques de la corteza asiática mediante un mecanismo denominado *escape continental*. Como se muestra en la Figura 14.8, cuando In-

dia colisionó con Asia, algunas partes de Asia fueron «estrujadas» hacia el este fuera de la zona de colisión. En la actualidad estos bloques desplazados de la corteza constituyen gran parte de Indochina y secciones del continente chino.

¿Por qué el interior de Asia se deformó hasta tal grado mientras India propiamente ha permanecido en esencia inalterada? La respuesta reside en la naturaleza de estos bloques de corteza diferentes. Gran parte de India es un escudo compuesto principalmente de rocas cristalinas precámbricas (véase Figura 14.1). Esta lámina gruesa y fría de material de la corteza ha permanecido intacta durante más de 2.000 millones de años. Por el contrario, el sureste asiático se formó más recientemente a partir de fragmentos más pequeños de la corteza, durante e incluso después de la formación de Pangea. Por consiguiente, es todavía relativamente «caliente y débil» de los períodos recientes de formación de montañas. La deformación de Asia se ha recreado en el laboratorio con un bloque rígido que representa India y que es empujado hacia el interior de una masa de arcilla deformable de moldeado, como se muestra en la Figura 14.8.

India continúa siendo empujada hacia Asia a una velocidad estimada de unos pocos centímetros cada año. Sin embargo, los numerosos terremotos registrados en la costa meridional de India indican que se puede estar formando una nueva zona de subducción. Si se formara, proporcionaría un lugar de subducción para el fondo del océano Índico, que se genera de manera continuada en un centro de expansión situado al suroeste. Si eso ocurriera, el viaje de India hacia el norte, en relación con Asia, se interrumpiría y cesaría el crecimiento del Himalaya.



◀ **Figura 14.8** La colisión entre India y Asia que generó el Himalaya y la llanura Tibetana también deformó enormemente gran parte del sureste asiático. **A.** Vista cartográfica de algunos de los principales rasgos estructurales del sureste asiático que se cree que están relacionados con este episodio de formación de montañas. **B.** Recreación de la deformación de Asia, con un bloque rígido que representa India empujado hacia una masa de arcilla de modelar deformable.

Apalaches

Los Apalaches proporcionan una gran belleza paisajística al este de Norteamérica desde Alabama a Terranova. Además, en las islas Británicas, Escandinavia, Europa occidental y Groenlandia se encuentran montañas que se formaron a la vez que los Apalaches (véase Figura 2.5). La orogenia que generó este extenso sistema montañoso duró unos pocos centenares de millones de años y fue uno de los estadios de la reunión del supercontinente de Pangea. Los estudios detallados de los Apalaches centrales y meridionales indican que la formación de este cinturón montañoso fue más compleja de lo que se había creído. En lugar de formarse durante una única colisión continental, los Apalaches son fruto de tres episodios diferenciados de formación de montañas.

Este escenario excesivamente simplificado empieza hace alrededor de hace 750 millones de años con la fragmentación del supercontinente anterior a Pangea (Rodinia), que separó Norteamérica de Europa y África. Este episodio de ruptura continental y expansión del fondo oceánico generó el Atlántico norte ancestral. Situado en el interior de esta cuenca oceánica en desarrollo había un fragmento de corteza continental que se había separado de Norteamérica (Figura 14.9A).

Luego, hace unos 600 millones de años, el movimiento de las placas cambió de una manera drástica y el Atlántico norte ancestral empezó a cerrarse. Probablemente se formaron dos nuevas zonas de subducción. Una de ellas se encontraba en el lado de mar de la costa africana y produjo un arco volcánico parecido a los que en la actualidad rodean el Pacífico occidental. La otra se desarrolló sobre el fragmento continental situado delante de la costa de Norteamérica, como se muestra en la Figura 14.9.

Hace entre 450 y 500 millones de años, el mar marginal situado entre este fragmento de la corteza y Norteamérica empezó a cerrarse. La colisión subsiguiente deformó la plataforma continental y suturó el fragmento de corteza a la placa Norteamericana. Los restos metamorfizados del fragmento continental se reconocen en la actualidad como las rocas cristalinas de las regiones de Blue Ridge y el Piedmont occidental de los Apalaches (Figura 14.9B). Además del metamorfismo regional generalizado, la actividad ígnea produjo numerosos cuerpos plutónicos a todo lo largo del borde continental, en especial en Nueva Inglaterra.

Un segundo episodio de formación de montañas tuvo lugar hace unos 400 millones de años. En el sur de los Apalaches, el cierre continuado del Atlántico norte ancestral se tradujo en la colisión del arco volcánico en desarrollo con Norteamérica (Figura 14.9C). Las pruebas de este acontecimiento son visibles en el cinturón pizarroso

de Carolina del Piedmont oriental, que contiene rocas sedimentarias y volcánicas metamorfizadas características de un arco insular.

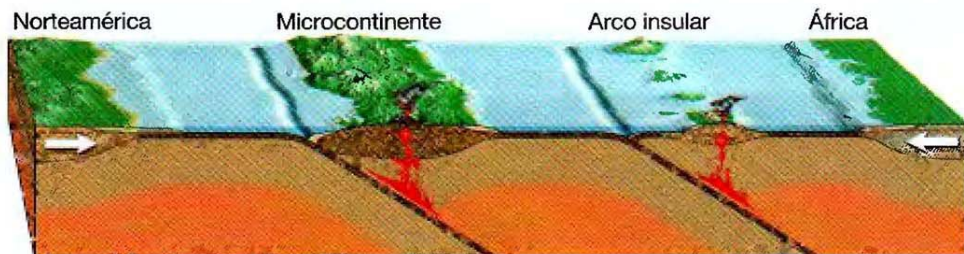
La orogenia final tuvo lugar en algún momento hace 250-300 millones de años, cuando África colisionó con Norteamérica. En algunos puntos el desplazamiento tierra adentro total de las provincias Blue Ridge y Piedmont puede haber superado los 250 kilómetros. Este acontecimiento desplazó y deformó los sedimentos y las rocas sedimentarias de la plataforma que antes habían flanqueado el borde oriental de Norteamérica (Figura 14.9D). En la actualidad esas areniscas, arcillas y lutitas plegadas y falladas constituyen las rocas de la provincia de Valley and Ridge que, en gran parte, no ha experimentado metamorfismo. Se encuentran afloramientos de las estructuras plegadas y falladas características de las montañas compresionales en lugares tan interiores como el centro de Pensilvania y el oeste de Virginia (Figura 14.10).

Desde el punto de vista geológico, poco después de la formación de los Apalaches, el supercontinente recién formado de Pangea empezó a romperse en fragmentos más pequeños. Dado que esta zona de ruptura tuvo lugar al este de la sutura que se formó entre África y Norteamérica, un resto de África permanece «soldado» a la placa Norteamericana (Figura 14.9E).

Otras cordilleras montañosas que exhiben pruebas de colisiones continentales son, entre otras, los Alpes y los Urales. Se cree que los Alpes se formaron como consecuencia de una colisión entre África y Europa durante el cierre del mar de Tetis. Por otro lado, los Urales se formaron durante la reunión de Pangea cuando Báltica (Europa septentrional) y Siberia (Asia septentrional) colisionaron (véase Capítulo 13).

En resumen, la subducción continuada de la litosfera oceánica a lo largo de un borde de placa de tipo andino acabará cerrando una cuenca oceánica y hará que los continentes, o los fragmentos de los continentes, colisionen. El resultado es la orogenia de un cinturón montañoso compresional como el Himalaya o los Apalaches. Se cree que los principales acontecimientos de estos episodios de formación de montañas suceden de la siguiente manera:

1. Después de la fragmentación de una masa continental, se deposita una gruesa cuña de sedimentos a lo largo de los márgenes continentales pasivos.
2. A causa de un cambio de la dirección del movimiento de las placas, la cuenca oceánica empieza a cerrarse y los continentes empiezan a converger.
3. La convergencia de las placas provoca la subducción de una placa oceánica por debajo de uno



A. Hace 600 millones de años



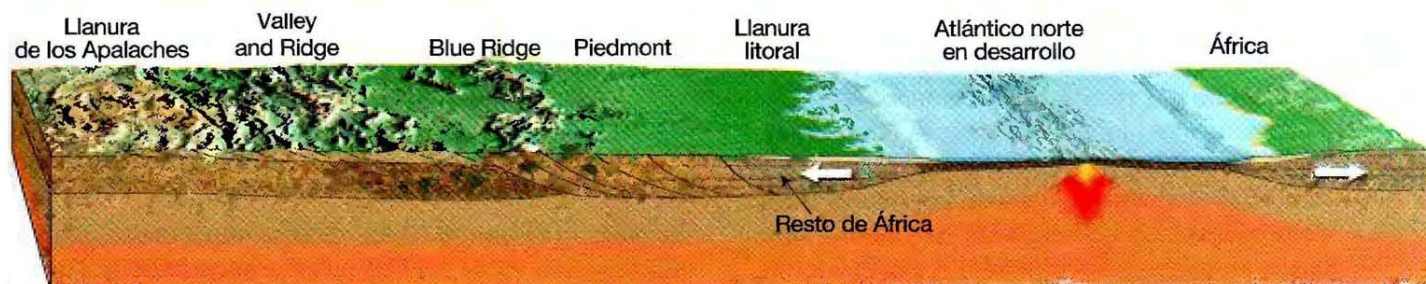
B. Hace 450-500 millones de años



C. Hace 400 millones de años



D. Hace 250-300 millones de años

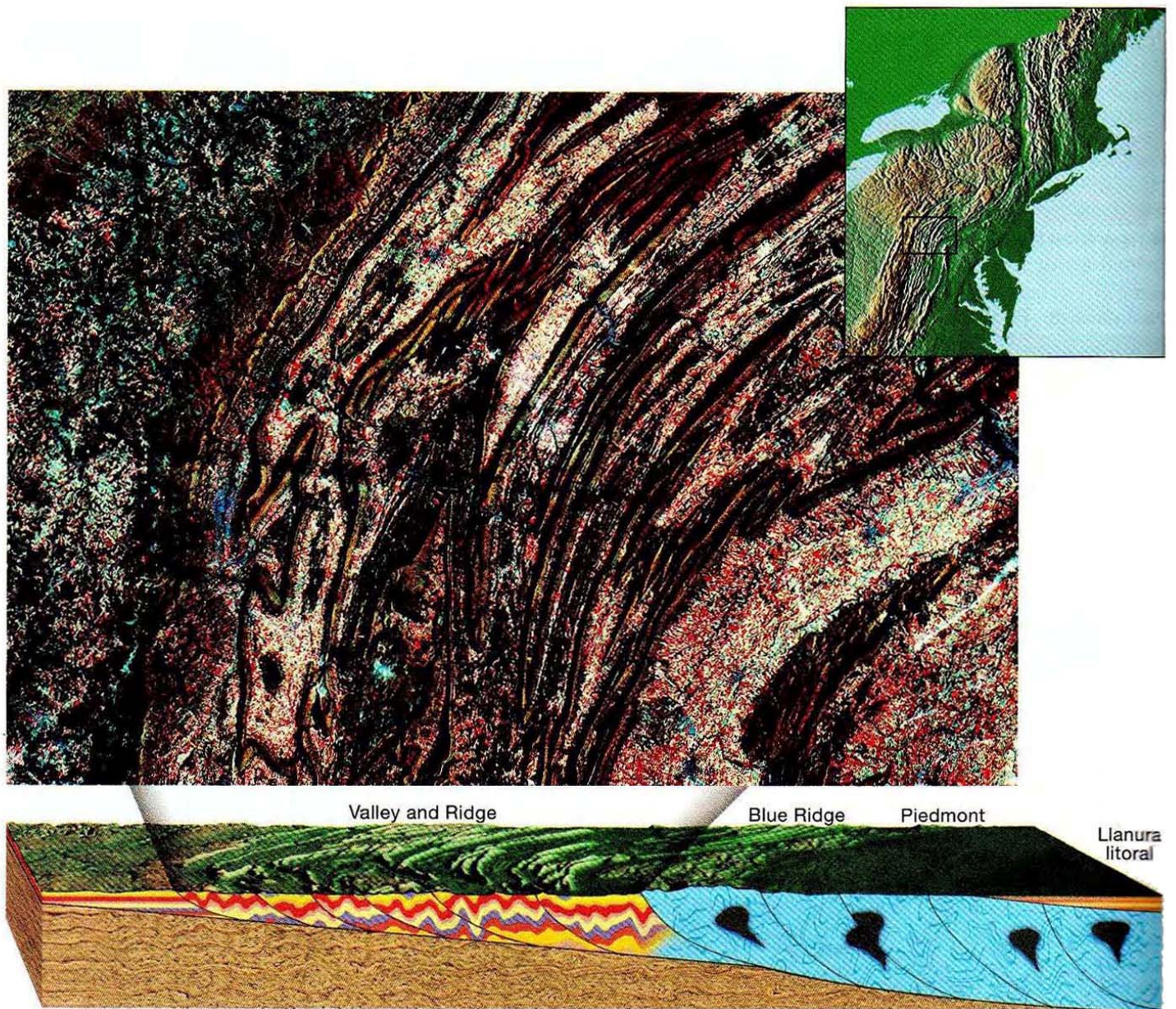


E. Hace 200 millones de años, cuando comienza la apertura del Atlántico norte



Leyenda
 Cinturones de pliegues y cabalgamientos
 Rocas metamórficas
 Plutones graníticos
F. Principales rasgos estructurales de los Apalaches

▲ **Figura 14.9** Estos diagramas simplificados describen el desarrollo de los Apalaches meridionales cuando el Atlántico norte ancestral se cerró durante la formación de Pangea. Las fases separadas de la actividad formadora de montañas se extendieron durante más de 300 millones de años. (Tomado de Zve Ben-Avraham, Jack Oliver, Larry Brown y Frederick Cook.)



▲ **Figura 14.10** La provincia de Valley and Ridge. Esta porción de los Apalaches consiste en estratos sedimentarios plegados y fallados que fueron desplazados tierra adentro con el cierre del proto-Atlántico. (Imagen LANDSAT, cortesía de Phillips Petroleum Company, Exploration Projects Section.)

- de los continentes y crea un arco volcánico de tipo andino y el prisma de acreción asociado.
4. Finalmente, los bloques continentales colisionan. Este acontecimiento compresional deforma y metamorfoza severamente los sedimentos atrapados en la colisión. La convergencia continental hace que esos materiales deformados, y grandes láminas de material de la corteza, se acorten y engrosen, produciendo un terreno montañoso elevado.
 5. Por último, un cambio en el movimiento de las placas interrumpe el crecimiento del cinturón

montañoso. En este momento, los procesos causados por la gravedad, como la erosión, se convierten en las fuerzas dominantes que alteran el paisaje.

Se piensa que esta secuencia de acontecimientos ha sucedido muchas veces durante la larga historia de la Tierra. Sin embargo, los ambientes tectónicos y climáticos variaron en cada caso. Por tanto, la formación de cada cadena montañosa debe considerarse como un acontecimiento único (véase Recuadro 14.2).



Recuadro 14.2 ▶ Entender la Tierra

El sur de las Rocosas

La porción de las montañas Rocosas que se extiende desde el sur de Montana hasta Nuevo México se produjo por un período de deformación conocido como la *orogenia Laramide*. Este acontecimiento, que creó uno de los paisajes más pintorescos de Estados Unidos, alcanzó su punto álgido hace unos 60 millones de años. Las cordilleras montañosas generadas durante la orogenia Laramide son, entre otras, la cordillera Frontal de Colorado, la Sangre de Cristo de Nuevo México y Colorado y los Bighorns de Wyoming.

Estas montañas son estructuralmente muy diferentes de las del norte de las Rocosas, entre las que se cuentan las Rocosas canadienses y las porciones de las Rocosas de Idaho, el oeste de Wyoming y el oeste de Montana. Las Rocosas septentrionales son montañas compresionales compuestas de gruesas secuencias de rocas sedimentarias deformadas por pliegues y fallas inversas de bajo ángulo. La mayoría de los investigadores coincide en que la colisión de uno o más microcontinentes con el borde occidental de Norteamérica generó la fuerza conductora que se encuentra detrás de la formación del norte de las Rocosas.

El sur de las Rocosas, por otro lado, se formó cuando las rocas cristalinas profundas ascendieron casi verticalmente a lo largo de fallas muy inclinadas, empujando las capas suprayacentes de rocas sedimen-

tarias más jóvenes. La topografía montañosa resultante está compuesta de grandes bloques de rocas antiguas de basamento separadas por cuencas llenas de sedimentos. Desde su formación, gran parte de la cubierta sedimentaria se ha erosionado de las porciones más altas de los bloques elevados y éstos exhiben sus núcleos ígneos y metamórficos. Entre los ejemplos se cuenta una serie de afloramientos graníticos que se proyectan como cimas escarpadas, como el pico Pikes, y el pico Longs en la cordillera Frontal de Colorado. En muchas zonas, los restos de los estratos sedimentarios que habían cubierto esta región son visibles en forma de prominentes dorsales angulares, denominadas *hogbacks*, que flanquean los núcleos cristalinos de las montañas.

Antes se había supuesto que como otras regiones de topografía montañosa el sur de las Rocosas se mantenía elevado porque la corteza se había engrosado a causa de los acontecimientos tectónicos del pasado. Sin embargo, los estudios sísmicos realizados a través del suroeste americano revelaron un grosor de la corteza no superior al que se encontraba debajo de Denver. Estos datos descartaban la flotabilidad de la corteza como la causa del salto abrupto de 2 kilómetros en la elevación que tiene lugar donde las Grandes Llanuras se encuentran con las Rocosas.

Aunque el sur de las Rocosas se ha estudiado extensamente durante más de un

siglo, hay todavía mucho debate en torno a los mecanismos que condujeron a la elevación. Una hipótesis propone que este período de elevación empezó con la subducción casi horizontal de la placa de Farrallón hacia el este por debajo de Norteamérica, tierra adentro hasta las Black Hills de Dakota del Sur. A medida que la placa subducida pasaba rozando por debajo del continente, las fuerzas compresionales iniciaron un período de actividad tectónica. Conforme la placa de Farrallón comparativamente fría se hundía, era sustituida por rocas calientes que ascendían del manto. Por tanto, según este escenario, el manto caliente proporcionaba la flotabilidad para elevar las Rocosas meridionales, así como la llanura de colorado y las montañas de Basin and Range.

Otros discrepan y mantienen que no hay ninguna necesidad de recurrir al proceso anterior. Antes bien, sugieren que la convergencia de placas y la colisión de uno o más microcontinentes contra el borde occidental de Norteamérica generaron la fuerza conductora que está detrás de la orogenia Laramide (véase la sección «*Terranes* y formación de las montañas»).

Debe señalarse que ninguna de estas propuestas ha recibido un amplio reconocimiento. Tal como lo dijo un geólogo que conoce esta región, «simplemente, no lo sabemos».

Terranes y formación de montañas



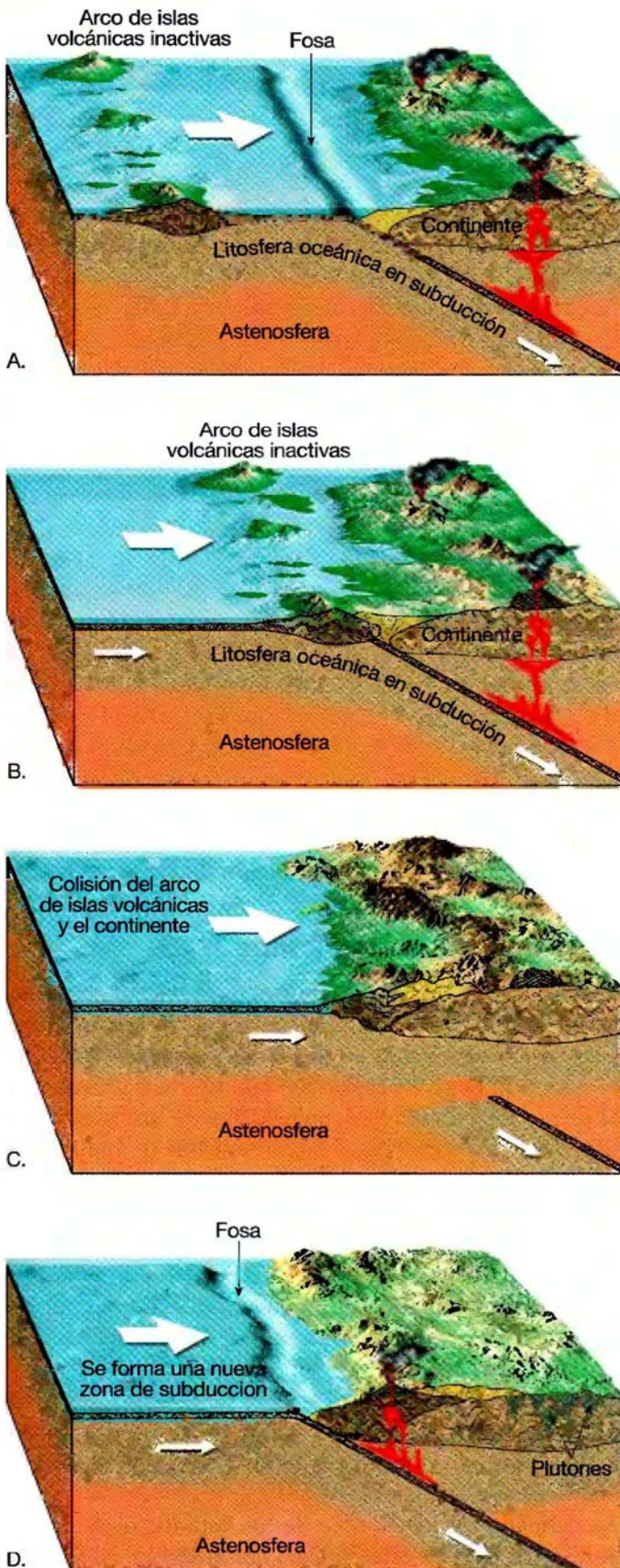
Bordes convergentes ▼ Fragmentos de la corteza y formación de las montañas

Los cinturones montañosos también pueden desarrollarse como consecuencia de la colisión y la fusión de un arco insular, u otro fragmento pequeño de la corteza, a un bloque continental. Como cabe esperar, las montañas generadas por la colisión de un pequeño fragmento de corteza serán de una escala algo menor que las generadas por

una colisión continental. El proceso de colisión y acreción (unión) de fragmentos de corteza comparativamente pequeños ha generado muchas de las regiones montañosas que rodean el Pacífico.

La naturaleza de los *terrane*s

Los geólogos se refieren a estos bloques de corteza acrecionada como *terrane*s (terrenos). De una manera sencilla, la expresión *terrane*s se refiere a cualquier fragmento de la corteza que tiene una historia geológica distinta de la correspondiente a las zonas colindantes. Los *terrane*s tienen formas y tamaños variados.



▲ **Figura 14.12** Secuencia de acontecimientos en la que se muestra la colisión y la acreción de un arco insular a un borde continental.

nente y deformará ambos bloques. Cuando no puede producirse más convergencia, se desarrolla una nueva fosa en el lado marítimo del arco volcánico acrecionado.

La subducción a lo largo del borde convergente recién formado puede transportar otro fragmento de la corteza hacia el borde continental. Cuando este fragmento colisiona con el borde continental, desplaza el arco insular acrecionado más hacia el interior, añadiéndose a la zona de deformación, aumentando la extensión lateral del borde continental.

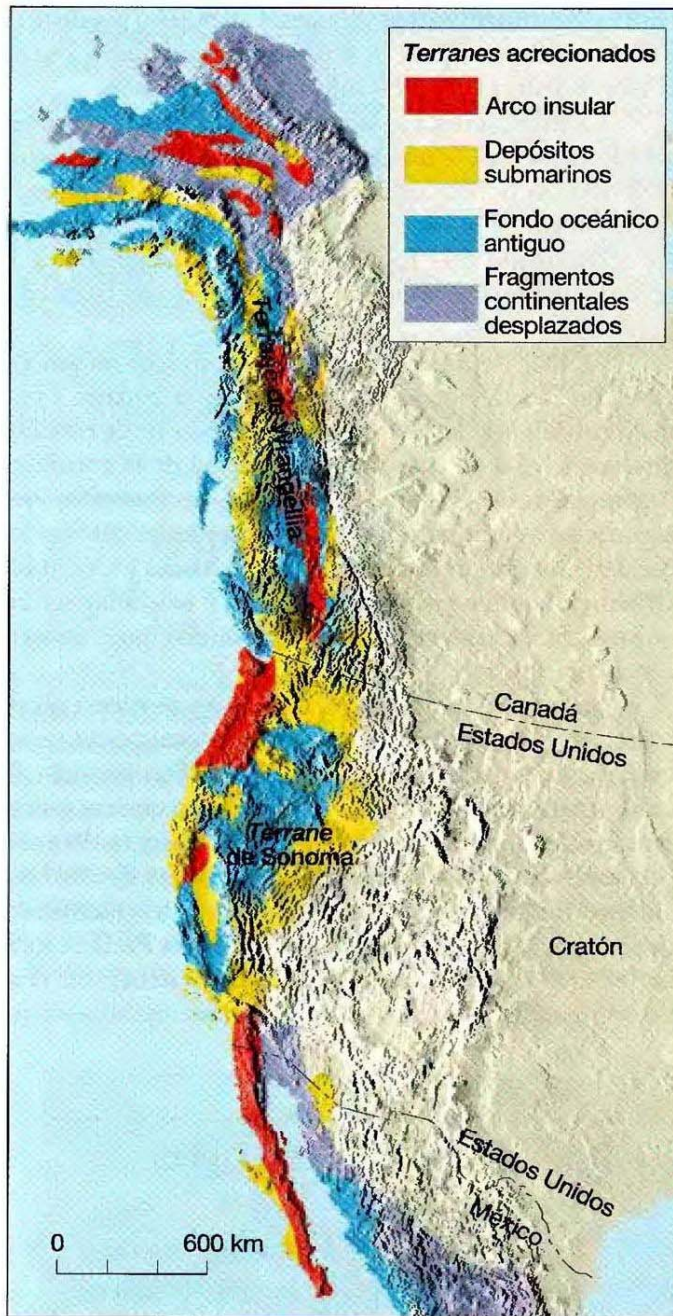
La idea de que la orogénesis se produce en asociación con la acreción de fragmentos de la corteza a una masa continental surgió principalmente a raíz de estudios llevados a cabo en la parte septentrional de la cordillera Norteamericana (Figura 14.13). Aquí, se determinó que algunas áreas montañosas, principalmente las correspondientes a los cinturones orogénicos de Alaska y Columbia Británica, contienen evidencias fósiles y paleomagnéticas que indican que esos estratos estuvieron en alguna ocasión cerca del Ecuador.

Se supone ahora que muchos otros *terrane*s encontrados en la cordillera Norteamericana estuvieron en alguna ocasión dispersos por todo el Pacífico oriental, de una manera muy parecida a la distribución que encontramos en la actualidad para los arcos de islas y las llanuras oceánicas distribuidos en la actualidad por el Pacífico occidental (Figura 14.11). Desde antes de la fragmentación de Pangea, la porción oriental de la cuenca Pacífica (placa de Farallón) ha estado subduciendo por debajo del borde occidental de Norteamérica. Apparentemente, esta ac-

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Cuáles son los ejemplos actuales de materiales que puede acabar siendo terranes en el futuro?

El suroeste del océano Pacífico es un buen lugar para encontrar fragmentos de tierra que algún día pueden convertirse en *terrane*s. Aquí, hay muchos arcos insulares, llanuras oceánicas y microcontinentes que probablemente se acrecionarán a los límites de un continente. Uno de los *terrane*s más conocidos es la zona occidental de la falla de San Andrés, entre las que se encuentran el suroeste de California y la península Baja California de México. Esta zona, ya denominada «*Terrane* de California», se mueve hacia el noroeste y probablemente se separará de Norteamérica dentro de unos 50 millones de años. El movimiento continuado hacia el noroeste la conducirá hasta el sur de Alaska, donde se convertirá en el siguiente de una larga serie de *terrane*s que han sido transportados hacia Alaska y se han «acoplado» allí durante los últimos 200 millones de años.



▲ **Figura 14.13** Mapa que muestra los *terrane*s que se han ido añadiendo al oeste norteamericano durante los últimos 200 millones de años. Los datos procedentes de las pruebas paleomagnéticas y los fósiles indican que algunos de esos *terrane*s se originaron a miles de kilómetros al sur de su localización actual. (Tomado de D. R. Hutchinson y colaboradores.)

tividad tuvo como consecuencia la adición gradual de fragmentos de corteza a lo largo de todo el margen del Pacífico del continente, desde la península de Baja California hasta el norte de Alaska (Figura 14.13). De una manera similar, muchos microcontinentes modernos acabarán acrecionándose a márgenes continentales activos, produciendo nuevos cinturones orogénicos.

Montañas de bloque de falla

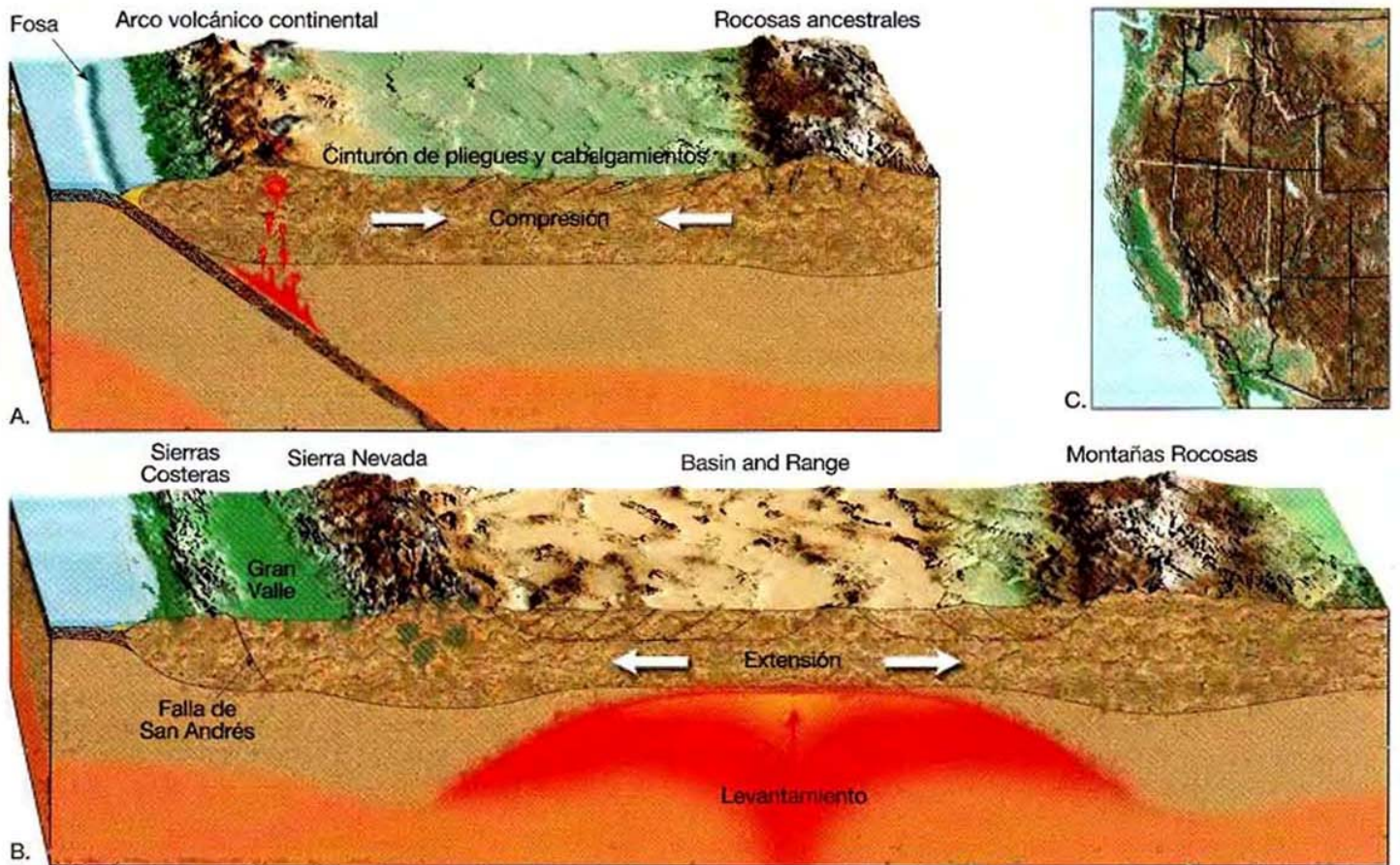
La mayoría de cinturones montañosos, incluidos los Alpes, el Himalaya y los Apalaches, se forma en ambientes compresionales, como demuestra el predominio de grandes fallas inversas y estratos plegados. Sin embargo, otros procesos tectónicos, como la fragmentación continental, también pueden producir el ascenso y la formación de montañas. Las montañas que se forman en estos lugares, denominadas **montañas de bloque de falla**, están relacionadas con fallas normales de gran ángulo que disminuyen de buzamiento de manera gradual con la profundidad. La mayor parte de las montañas de bloque de falla se forman en respuesta a un gran levantamiento, que provoca el alargamiento y el fallado. Una situación de este tipo está ejemplificada por los bloques de falla que se elevan por encima de los valles de rift del este de África.

Las montañas de los Estados Unidos en las que el fallado y el levantamiento gradual han contribuido a su altura elevada son, entre otras, la Sierra Nevada de California y las Grand Teton de Wyoming. Ambas están falladas a lo largo de sus flancos orientales, los cuales fueron levantados como bloques inclinados hacia el oeste. Mirando al oeste desde el valle Owens, California, y Jackson Hole, Wyoming, los frentes orientales de estas cordilleras (Sierra Nevada y las Teton, respectivamente) se elevan más de 2 kilómetros, lo cual las convierte en los frentes montañosos más imponentes de Estados Unidos.

Provincia Basin and Range

Una de las regiones más extensas de la Tierra con montañas de bloque de falla es la provincia Basin and Range. Esta región se extiende en una dirección aproximada norte a sur a lo largo de casi 3.000 kilómetros y abarca todo el estado de Nevada y algunas partes de los estados circundantes, así como algunas partes del sur de Canadá y el oeste de México. Aquí, la corteza superior frágil se ha roto literalmente en cientos de bloques de falla. La inclinación de estas estructuras falladas (semigraben) dio lugar a varias cordilleras montañosas casi paralelas, con una longitud media de unos 80 kilómetros que se elevan por encima de las cuencas adyacentes llenas de sedimentos (véase Figura 10.19).

La extensión en la provincia Basin and Range empezó hace alrededor de 20 millones de años y parece haber «estirado» la corteza hasta dos veces su anchura original. En la Figura 14.14C se muestra un esbozo aproximado de los bordes de los estados occidentales antes y después de este período de extensión. El alto flujo térmico en la región, tres veces superior a la media, y los distintos episodios de volcanismo proporcionan pruebas firmes de que el ascenso del manto provocó el



▲ **Figura 14.14** La provincia Basin and Range está formada por numerosas montañas de bloque de falla que se generaron durante los últimos 20 millones de años de la historia de la Tierra. El ascenso de las rocas calientes del manto y quizás el colapso gravitacional (deslizamiento de la corteza) contribuyeron al estiramiento y el adelgazamiento considerables de la corteza.

abombamiento de la corteza, que a su vez contribuyó a la extensión de la región.

También se ha sugerido que el cambio de la naturaleza del borde de la placa a lo largo del borde occidental de California que empezó hace unos 30 millones de años ha contribuido a la formación de Basin and Range (Figura 14.14A). Recordemos que en esa época, el centro de expansión que había generado la placa de Farallón se consumía en una zona de subducción situada delante de la costa de California. Como consecuencia, la corteza elevada de Basin and Range, aguantada por debajo por un manto caliente y flotante, empezó a deslizarse gravitacionalmente desde su posición elevada (Figura 14.14B).

Movimientos verticales de la corteza

Además de los grandes desplazamientos de la corteza causados principalmente por la tectónica de placas, se observan movimientos verticales graduales de la corteza continental en muchos lugares de todo el mundo. Aunque gran

parte de este movimiento vertical ocurre a lo largo de los bordes de las placas y está asociada con la formación activa de las montañas, una parte de éste no lo está.

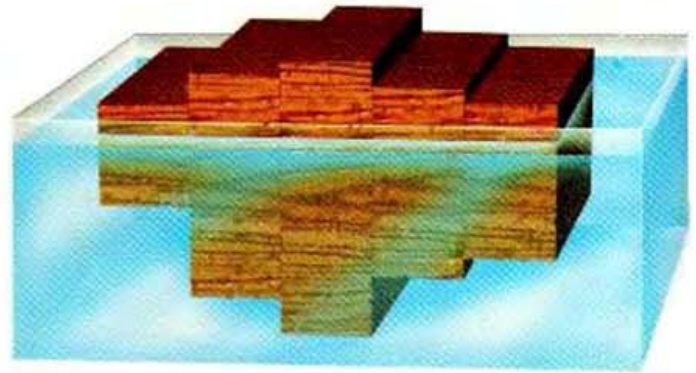
Pruebas del levantamiento de la corteza se encuentran a lo largo de la costa occidental de Estados Unidos. Cuando la altura de una zona costera permanece sin cambios durante un largo período, se desarrolla una plataforma erosionada por las olas. En zonas de California, las antiguas plataformas erosionadas por las olas pueden encontrarse ahora en forma de terrazas, centenares de metros por encima del nivel del mar. Este tipo de pruebas del levantamiento de la corteza son fáciles de encontrar; por desgracia, las razones del levantamiento no son siempre tan fáciles de determinar.

Isostasia

Los primeros investigadores descubrieron que la corteza terrestre menos densa flota en la parte superior de las rocas más densas y deformables del manto. El concepto de una corteza flotante en equilibrio gravitacional, como pro-

puso Airy, se denomina **isostasia** (*iso* = igual; *stasis* = permanecer). Quizá la forma más fácil de captar el concepto de isostasia sea imaginar flotando en el agua una serie de bloques de madera de diferentes alturas, como se muestra en la Figura 14.15. Obsérvese que los bloques de madera más gruesos sobresalen más del agua que los bloques más finos.

De una manera similar, los cinturones montañosos se yerguen más por encima del terreno circundante a causa del engrosamiento de la corteza. Estas montañas compresionales tienen «raíces» que alcanzan zonas más profundas en el material que las sustenta por debajo, de la misma manera que los bloques de madera más gruesos que se muestran en la Figura 14.15 (véase Recuadro 14.3).



▲ **Figura 14.15** Este dibujo ilustra cómo flotan en el agua bloques de madera de grosores diferentes. De manera similar, secciones gruesas de materiales corticales flotan en una posición más elevada que las placas de corteza más finas.



Recuadro 14.3 ▶ Entender la Tierra

¿Las montañas tienen raíces?

Uno de los principales avances en la determinación de la estructura de las montañas se produjo en la década de 1840, cuando Sir George Everest (en cuya memoria se dio nombre al monte Everest) realizó la primera investigación topográfica en India. Durante este estudio se midió la distancia entre las localidades de Kalianpur y Kaliana, situadas al sur de la cordillera del Himalaya, mediante dos métodos diferentes. En un método se utilizaba la técnica de investigación convencional de la triangulación y en el otro método se determinaba la distancia astronómicamente. Aunque ambas técnicas deberían haber dado resultados similares, los cálculos astronómicos situaron estas localidades casi 150 metros más cerca la una de la otra que la investigación por triangulación.

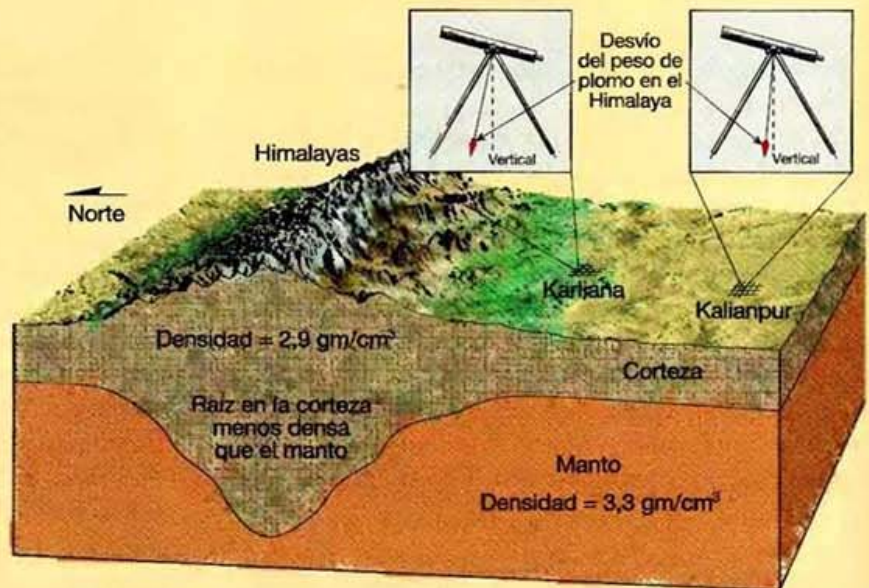
La discrepancia se atribuyó a la atracción gravitacional ejercida por el masivo Himalaya sobre el peso de plomo utilizado para nivelar el instrumento. (Un peso de plomo es un peso metálico suspendido por una cuerda utilizado para determinar la orientación vertical.) Se sugirió que el desvío del peso de plomo sería mayor en Kaliana que en Kalianpur porque la primera está situada más cerca de las montañas (Figura 14.A).

Unos años después, J. H. Pratt estimó la masa del Himalaya y calculó el error que debería haber sido causado por la influencia gravitacional de las montañas.

Sorprendido, Pratt descubrió que las montañas deberían haber producido un error tres veces mayor que el que se observó en realidad. En otras palabras: las montañas no estaban «tirando de su peso». Era como si tuvieran un núcleo central hueco.

George Airy desarrolló una hipótesis para explicar la masa aparentemente «au-

sente». Airy sugirió que las rocas más ligeras de la corteza terrestre flotan en el manto más denso y que se deforma con mayor facilidad. Además, argumentó correctamente que la corteza debe de ser más gruesa debajo de las montañas que debajo de las regiones bajas adyacentes. En otras palabras, los terrenos montañosos son aguantados por material ligero de



▲ **Figura 14.A** Durante el primer estudio topográfico de India, se produjo un error en la medición porque el peso de plomo de un instrumento fue desviado por el masivo Himalaya. El trabajo posterior de George Airy predijo que las montañas tienen raíces de rocas ligeras de la corteza. El modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

la corteza que se extiende en forma de «raíces» en el manto más denso (Figura 14.A). Los icebergs, que flotan por el peso del agua desplazada, exhiben este fenómeno. Si el Himalaya tiene raíces de rocas ligeras de la corteza que se extienden muy por debajo de la cordillera, estas

montañas ejercerán una menor atracción gravitacional, tal como Pratt calculó. Por tanto, el modelo de Airy explicaba por qué el peso de plomo se desvió mucho menos de lo esperado.

Los estudios sismológicos y gravitacionales han confirmado la existencia de

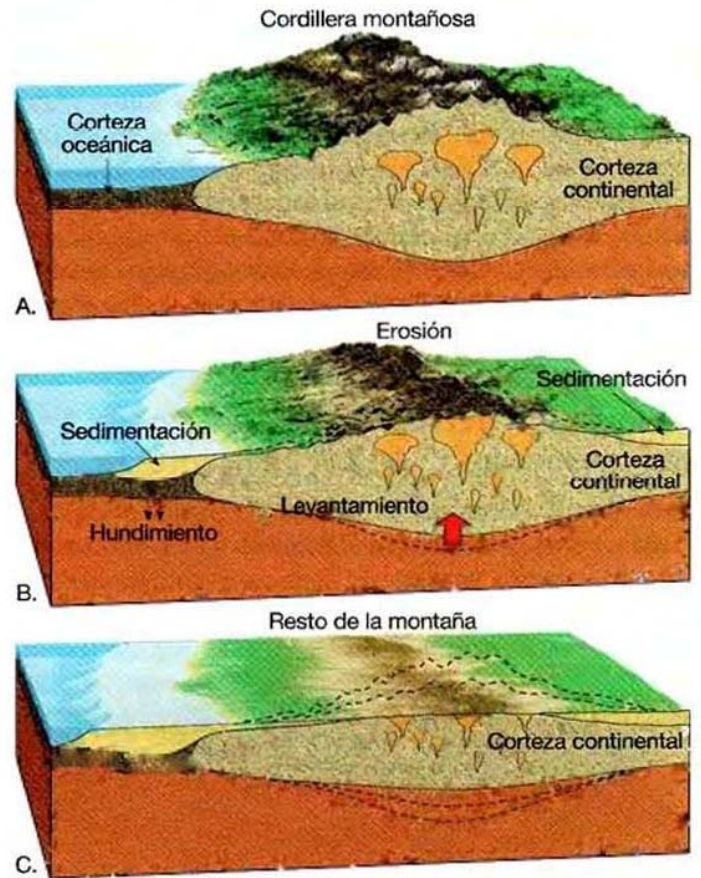
raíces de la corteza bajo algunas cordilleras montañosas. El grosor de la corteza continental es en general de unos 35 kilómetros, pero se han determinado grosores de la corteza superiores a los 70 kilómetros para algunos cinturones montañosos.

Ajuste isostático Veamos lo que ocurriría si se colocara otro bloque pequeño de madera encima de uno de los bloques de la Figura 14.15. El bloque combinado se hundiría hasta alcanzar un nuevo equilibrio isostático (gravitacional). Sin embargo, la parte superior del bloque combinado estaría realmente más alta que antes y la parte inferior estaría más baja. Este proceso de establecimiento de un nuevo nivel de equilibrio se denomina **ajuste isostático**.

Aplicando el concepto de ajuste isostático, cabría esperar que al añadir peso a la corteza, esta última respondiera hundiéndose y, al retirar el peso, la corteza ascendería (imaginemos lo que le ocurre a un barco cuando es cargado y descargado). Las pruebas del hundimiento de la corteza seguido de su ascenso son proporcionadas por los glaciares del período glacial. Cuando los glaciares continentales de casquete ocuparon extensas zonas de Norteamérica durante el Pleistoceno, el peso añadido por la masa de hielo de 3 kilómetros de espesor produjo una combadura de la corteza de centenares de metros. En los 8.000 años transcurridos desde que se fundieron los últimos casquetes glaciares, en la región de la bahía de Hudson en Canadá se ha producido un levantamiento de hasta 330 metros en los lugares donde se había acumulado la mayor cantidad de hielo (véase Figura 18.19).

Una de las consecuencias del ajuste isostático es que a medida que la erosión reduce las cimas de las montañas, la corteza se elevará en respuesta a la reducción de la carga (Figura 14.16). Sin embargo, cada episodio de levantamiento isostático es algo menor que la pérdida de elevación debida a la erosión. Los procesos de levantamiento y de erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. Cuando esto ocurre, las montañas habrán sido erosionadas hasta un nivel próximo al del mar, y las partes de las montañas que habían estado profundamente enterradas quedarán expuestas en la superficie. Además, a medida que las montañas van siendo desgastadas, los sedimentos erosionados serán depositados en el margen continental adyacente y causarán el hundimiento de éste (Figura 14.16).

¿Cuánto pueden elevarse? Cuando las fuerzas compresionales son grandes, como las que transportan India ha-



▲ **Figura 14.16** Esta secuencia ilustra cómo el efecto combinado de la erosión y el ajuste isostático produce un adelgazamiento de la corteza en las regiones montañosas. A. Cuando las montañas son jóvenes, la corteza continental es más gruesa. B. A medida que la erosión rebaja las montañas, la corteza se eleva en respuesta a la reducción de carga. C. La erosión y el levantamiento continúan hasta que las montañas alcanzan el grosor «normal» de la corteza.

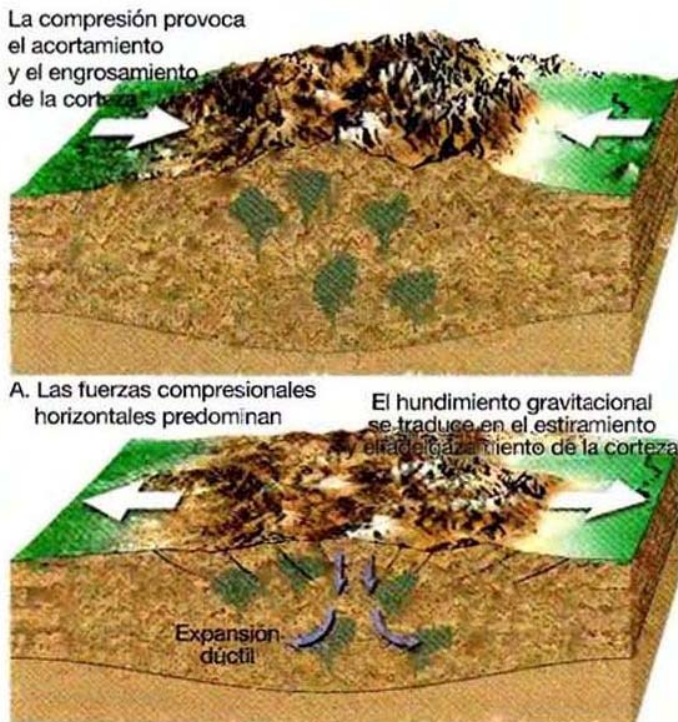
cia Asia, aparecen montañas como las del Himalaya. ¿Pero existe un límite hasta el que las montañas pueden elevarse? A medida que las cimas de las montañas se elevan, la erosión y los procesos gravitacionales se aceleran, esculpiendo los estratos deformados en paisajes accidentados. Sin embargo, el hecho de que la gravedad también actúe en las rocas del interior de estas masas montañosas tiene igual importancia. Cuanto más alta sea la montaña, mayor será la fuerza ejercida sobre las rocas cercanas a la

base. (Imaginemos un grupo de animadoras en un acontecimiento deportivo que forme una pirámide humana.) En algún punto, las rocas profundas del interior de la montaña, que están comparativamente calientes y débiles, empezarán a fluir en dirección lateral, como se muestra en la Figura 14.17. Ése es un proceso análogo a lo que ocurre cuando se desposita una cucharada de masa en una plancha muy caliente. Como consecuencia, la montaña experimentará un **colapso gravitacional**, que implica el fallado normal y el hundimiento en la parte superior y frágil de la corteza y la expansión dúctil en la profundidad.

Entonces se plantea la siguiente pregunta: ¿Qué mantiene en pie el Himalaya? Simplemente, las fuerzas compresionales horizontales que empujan India hacia Asia son mayores que la fuerza vertical de la gravedad. No obstante, cuando el desplazamiento hacia el norte de India se acabe, la tensión descendente de la gravedad se convertirá en la fuerza dominante que actúe sobre esta región montañosa.

Convección del manto: un motivo del movimiento vertical de la corteza

Basándonos en los estudios del campo gravitacional de la Tierra, se hizo evidente que el flujo convectivo vertical del



▲ **Figura 14.17** Bloque diagrama de un cinturón montañoso que se hunde bajo su propio «peso». El hundimiento gravitacional implica el fallado normal en la porción superior frágil de la corteza y la expansión dúctil en profundidad.

manto también afecta la elevación de las principales formas del relieve terrestre. La flotabilidad del material ascendente caliente explica el abombamiento de la litosfera suprayacente, mientras que el flujo descendente provoca el hundimiento.

Elevación de continentes enteros El sur de África es una región en la que el movimiento vertical a gran escala es evidente. Gran parte de la región es una llanura con una elevación media de casi 1.500 metros. En los estudios geológicos se ha demostrado que el sur de África y el fondo oceánico circundante han estado ascendiendo lentamente durante los últimos 100 millones de años, aunque no ha experimentado ninguna colisión de placas durante casi 400 millones de años.

Las pruebas de la tomografía sísmica (véase Recuadro 12.3) indican que una gran masa en forma de hongo de rocas calientes del manto se centra debajo del extremo meridional de África. Esta *superpluma* asciende a lo largo de unos 2.900 kilómetros desde el límite manto-núcleo y se extiende a lo largo de varios miles de kilómetros. Los investigadores han concluido que el flujo ascendente de esta enorme pluma del manto es suficiente para elevar el sur de África.

Hundimiento de la corteza También se han descubierto áreas extensas de hundimiento sinformal. Por ejemplo, se encuentran grandes cuencas casi circulares en el interior de algunos continentes. En los estudios se indica que muchos episodios importantes de hundimiento de la corteza no son provocados por el peso de los sedimentos acumulados. Antes bien, se demuestra que la formación de cuencas fomentaba la acumulación de grandes cantidades de sedimentos. En Estados Unidos existen varias estructuras de este tipo, incluidas las grandes cuencas de Michigan e Illinois.

Se conocen episodios parecidos de hundimiento a gran escala en otros continentes, incluida Australia. La causa de estos movimientos descendentes seguidos por el ascenso puede estar relacionada con la subducción de capas de la litosfera oceánica. Una propuesta sugiere que cuando la subducción se interrumpe a lo largo de un borde continental, la capa en subducción se separa de la litosfera que arrastra y prosigue su descenso hacia el manto. Cuando esta capa litosférica separada se hunde, crea una corriente descendente en su estela que arrastra la base del continente suprayacente. En algunas situaciones, la corteza es aparentemente arrastrada hacia abajo bastante como para permitir que el océano se extienda tierra adentro. A medida que la capa oceánica se hunde más en el manto, la tensión de la estela que arrastra se debilita y el continente «flota» de nuevo en equilibrio isostático.

Origen y evolución de los continentes

Al principio de este capítulo aprendimos que la teoría de la tectónica de placas proporciona un modelo a partir del cual poder examinar la formación de los principales cinturones montañosos de la Tierra. Pero ¿qué papel ha desempeñado la tectónica de placas en los acontecimientos que indujeron el origen y la evolución de los continentes?

Los primeros continentes de la Tierra

La Tierra tiene alrededor de 4.500 millones de años, según los datos radiométricos obtenidos de los meteoritos (restos de los derrubios a partir de los cuales se formó el sistema solar). Sin embargo, las rocas más antiguas conocidas de la Tierra, descubiertas en la provincia de Slave al noroeste de Canadá son considerablemente más jóvenes, de unos 4.000 millones de años. (Unos pocos pequeños cristales del mineral circón encontrados en Australia proporcionan datos radiométricos de alrededor de 4.200 millones de años.) La falta de rocas más antiguas que éstas indica que la superficie terrestre se fundió durante los primeros 500 millones de años de su historia o que las rocas de la corteza que se formaron se reciclaron de nuevo en el manto.

La mayoría de investigadores coinciden en que una vez la Tierra se enfrió lo suficiente, se desarrolló una capa de corteza en la superficie que actuaba como una manta, reduciendo la velocidad de la pérdida de calor procedente del interior. En este entorno (la capa superficial fría y el manto caliente) es muy probable que algún tipo de mecanismo parecido a la tectónica de placas empezara a actuar. No obstante, durante el comienzo de la historia terrestre, el calor liberado por la desintegración de los elementos radiactivos habría sido dos o tres veces mayor que en la actualidad, haciendo que la convección del manto durante este período fuera muy vigorosa. Como consecuencia, si un tipo de tectónica de placas estaba en activo durante los primeros tiempos de la historia terrestre, éste actuó a una velocidad mucho mayor.

En cualquier acontecimiento, basado en fragmentos aislados de material de la corteza que se han descubierto en los escudos de todos los continentes actuales, algunos procesos generaron material cortical demasiado flotante como para subducir. Los restos de estos primeros bloques de cortezas continentales son bastante pequeños y proporcionan datos radiométricos de entre 3.800 y 3.500 millones de años.

Algunos de los primeros investigadores suponían que, dado que sólo se conservan pequeñas cantidades de

este primer material de la corteza, se generaban cantidades relativamente pequeñas de éste. En la actualidad sabemos que esta suposición es poco realista. Es igualmente posible que extensos continentes existieran en los primeros tiempos de la historia terrestre, pero que desde entonces este material se haya reciclado de nuevo en el manto.

Cómo crecen los continentes

Una vez se forma la corteza continental, pueden crecer tanto su grosor como su extensión lateral. En la actualidad, la mayor parte del crecimiento continental ocurre a lo largo de los bordes convergentes de placa. Aquí, los magmas derivados del manto generan arcos volcánicos, así como plutones ígneos asociados que aumentan el grosor de la corteza continental. Además, las colisiones continentales «exprimen» los sedimentos erosionados de las masas continentales y los «pegan» a los bordes continentales. El principal proceso por el que la corteza continental se destruye y regresa al manto es la subducción de los sedimentos, aunque se conocen otros mecanismos que reciclan la corteza continental.

Puesto que el material continental deriva del manto y vuelve también al manto, la medida en la que estos procesos opuestos se equilibran determina la velocidad del crecimiento continental. Por ejemplo, durante los períodos en los que el volcanismo añade más material continental del que se destruye por subducción, la masa del continente crecerá. La mayoría de investigadores coinciden en que el volumen de la corteza continental se ha incrementado, al menos hasta cierto grado, ya que la corteza inicial se desarrolló hace más de 4.000 millones de años. Sin embargo, hay un debate considerable en torno a la velocidad a la que la corteza continental ha evolucionado desde su primera aparición en el planeta.

¿Existieron continentes parecidos a los actuales en masa y área durante los primeros tiempos de la historia terrestre sólo para ser reciclados mediante el proceso de la tectónica de placas? ¿O evolucionó gradualmente la corteza continental durante los últimos 4.000 millones de años con un aumento constante del volumen y el área?

Evolución temprana de los continentes En un extremo se halla la propuesta que sugiere que quizá hasta un 85 por ciento de toda la corteza continental se formó al principio de la historia de la Tierra, posiblemente durante los primeros 1.000 millones de años. Durante este período, la diferenciación química se tradujo en la migración ascendente de los silicatos menos densos del manto que produjo una «espuma» de rocas de tipo continental. Al mismo tiempo, los silicatos más densos (los enriquecidos en hierro y magnesio) permanecieron en el manto.

Poco después de este período de diferenciación química, un mecanismo que podía parecerse a la tectónica de placas reactivó y recicló la corteza continental. A través de dicha actividad, se deformó la corteza continental, fue sometida a metamorfismo e incluso se volvió a fundir. Sin embargo, puesto que estas rocas ricas en sílice eran flotantes, no se destruyeron en gran medida o, si fue así, fueron sustituidas en cantidades aproximadamente iguales por los magmas derivados del manto. Por tanto, la esencia de esta hipótesis es que el volumen total de corteza continental no ha cambiado de manera apreciable desde su origen: sólo la distribución y la forma de las masas de tierra han sido modificadas por la actividad tectónica.

Evolución gradual de los continentes Un punto de vista opuesto sostiene que los continentes han ido aumentando de tamaño gradualmente a lo largo del tiempo geológico por la adición de material derivado del manto superior. Un argumento principal a favor de esta hipótesis es que la corteza primitiva era de tipo oceánico y los continentes eran pequeños o posiblemente inexistentes. Luego, a través de la diferenciación magmática de los magmas derivados del manto, los continentes fueron creciendo lentamente durante grandes intervalos de tiempo geológico.

Según este escenario, las primeras rocas continentales aparecieron en unos pocos arcos insulares aislados. Una vez formados, esos arcos de islas coalescieron para formar masas continentales más grandes, mientras se deformaban las rocas volcánicas y sedimentarias, que eran depositadas en sus márgenes. Al final, este proceso generó bloques de corteza continental que tenían el tamaño y el grosor de los continentes modernos.

Podemos considerar el crecimiento de los continentes, como se ha descrito antes, como un proceso en dos fases. La primera fase supone la formación de rocas ricas en sílice, que son los principales constituyentes de la corteza continental superior. Como se ha comentado antes, este proceso ocurre en general en las zonas de subducción, donde los magmas derivados del manto forman rocas

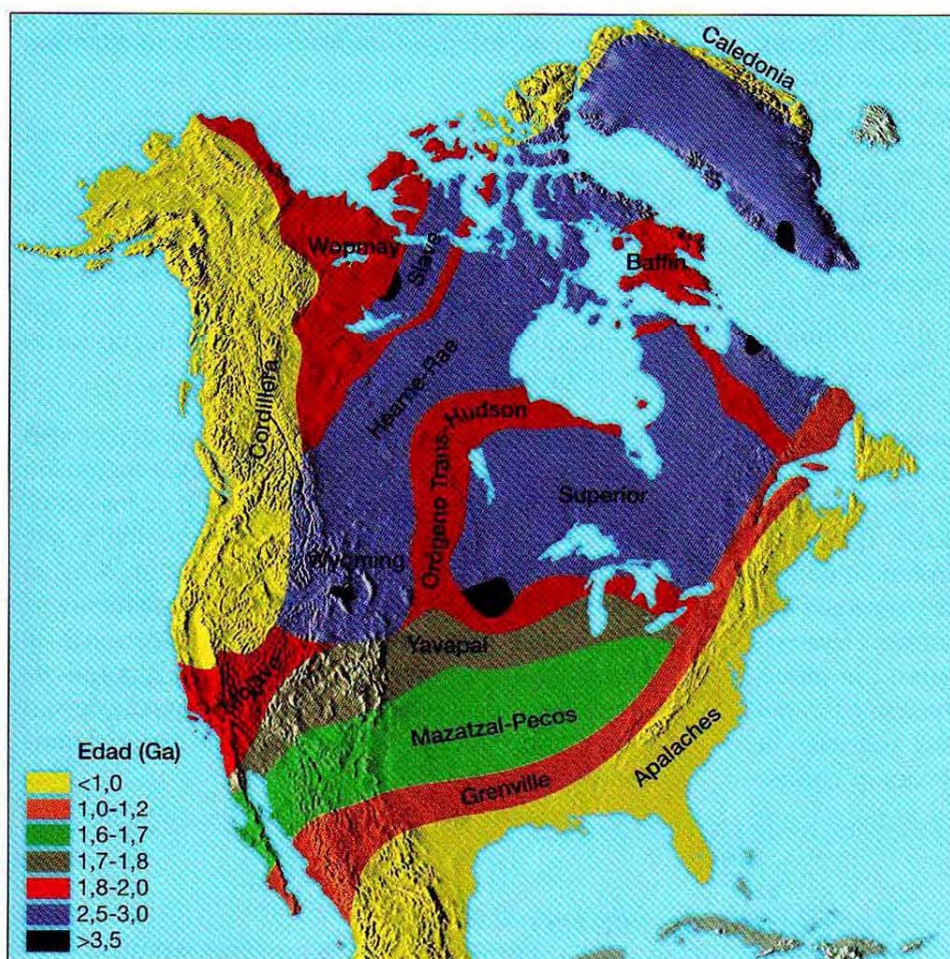
crustales en lugares como los arcos insulares. La segunda fase supone la acreción de estos terrenos en provincias corticales más extensas, que a su vez se unen mediante suturas y forman bloques de corteza de tamaño continental. Este último acontecimiento está asociado con un gran episodio de formación de montañas.

Norteamérica proporciona un ejemplo excelente del desarrollo de la corteza continental y su unión de fragmentos en un continente. Obsérvese en la Figura 14.18 que existe una cantidad muy pequeña de corteza continental de más de 3.500 millones de años de antigüedad. Por el contrario, hace entre 3.000 y 2.500 millones de años hubo un período de gran crecimiento de la corteza. Durante este intervalo de tiempo, la acreción de numerosos arcos insulares y otros fragmentos de la corteza generó varias grandes provincias corticales. Norteamérica contiene algunas de estas provincias de corteza, incluidos los cratones Superior y Hearne/Rae, que aparecen en la Figura 14.18. Se desconocen las localizaciones de estos bloques continentales antiguos durante su formación. Sin embargo, hace unos 1.900 millones de años estas provincias de la corteza colisionaron y produjeron el cinturón montañoso Trans-Hudson (Figura 14.18). (Este episodio de formación de montañas no se limitó a Norteamérica, porque se encuentran estratos deformados antiguos de una edad similar en otros continentes.) Este acontecimiento formó el núcleo de Norteamérica, alrededor del cual se añadieron varios grandes fragmentos y numerosos fragmentos pequeños de corteza. Son ejemplos de estas últimas adiciones, entre otros, las provincias Blue Ridge y Piedmont de los Apalaches y varios terrenos que se añadieron al borde occidental de Norteamérica durante las eras Mesozoica y Cenozoica.

No se sabe con certeza cuántos períodos de formación de montañas se han producido desde la formación de la Tierra. Probablemente cada uno de estos acontecimientos marca la formación de un supercontinente. El último período importante coincidió evidentemente con el cierre del Atlántico ancestral y de otras cuencas oceánicas antiguas durante la formación del supercontinente Pangea.

Resumen

- El nombre para los procesos que colectivamente producen un *cinturón montañoso compresional* es el de *orogénesis*. La mayoría de las montañas compresionales consisten en rocas volcánicas y sedimentarias plegadas y falladas, porciones de las cuales han experimentado un fuerte metamorfismo e intrusión por cuerpos ígneos más jóvenes.
- La convergencia de placas puede resultar en una zona de subducción formada por cuatro regiones: (1) una *fosa oceánica profunda* que se forma cuando una placa en subducción de la litosfera oceánica se dobla y desciende hacia la astenosfera; (2) un *arco volcánico*, que se forma sobre la placa suprayacente; (3) una región situada entre la fosa y el arco volcánico (*región de ante-*



◀ **Figura 14.18** Mapa en el que se muestran las principales provincias geológicas de Norteamérica y sus edades en miles de millones de años (Ga). Parece que Norteamérica se reunió a partir de bloques de corteza que se unieron por procesos muy similares a la tectónica de placas actual. Estas colisiones antiguas produjeron cinturones montañosos que incluyen restos de arcos de islas volcánicas atrapados por los fragmentos continentales en colisión.

arco); y (4) una región en el lado del arco volcánico opuesto a la fosa (*región trasarco*). A lo largo de algunas zonas de subducción, la expansión del trasarco se traduce en la formación de *cuenclas de trasarco*, como las del mar de Japón y del mar de China.

- La subducción de la litosfera oceánica debajo de un bloque continental da origen a un *borde de placa de tipo andino* que se caracteriza por un arco volcánico continental y los plutones ígneos asociados. Además, los sedimentos derivados del continente, así como el material arrancado de la placa en subducción, se pegan al lado de tierra de la fosa y forman un *prisma de acreción*. Un ejemplo excelente de un cinturón montañoso de tipo andino inactivo se encuentra al oeste de Estados Unidos e incluye la Sierra Nevada y las sierras Costeras de California.
- La subducción continuada de la litosfera oceánica por debajo de un borde continental de tipo andino acabará cerrando una cuenca oceánica. El resultado será una *colisión continental* y el desarrollo de montañas

compresionales caracterizadas por una corteza acortada y engrosada como la que exhibe el Himalaya. El desarrollo de un gran cinturón montañoso suele ser complejo e implica dos o más episodios diferenciados de formación de montañas. Una estructura común de las montañas compresionales son los *cinturones de pliegue y cabalgamientos*. Las colisiones continentales han generado muchos cinturones montañosos, como los Alpes, los Urales y los Apalaches.

- Los cinturones montañosos pueden desarrollarse como consecuencia de la colisión y acreción de un arco insular, una llanura oceánica, un fragmento pequeño de la corteza o un bloque continental. Muchos de los cinturones montañosos de la cordillera Norteamericana, principalmente los de Alaska y la Columbia Británica, se generaron de esta manera.
- Aunque la mayoría de las montañas se forma a lo largo de los bordes convergentes de placa, otros procesos tectónicos, como la fragmentación continental pueden producir la elevación y la formación de montañas topo-

gráficas. Las montañas que se forman en estos lugares, denominadas *montañas de bloque de falla*, están relacionadas con fallas normales de gran ángulo que se horizontalizan de manera gradual con la profundidad. La provincia Basin and Range del oeste de Estados Unidos está formada de centenares de bloques fallados que dan origen a cordilleras montañosas casi paralelas que se elevan encima de las cuencas llenas de sedimentos.

- La corteza de la Tierra, menos densa, flota encima de las rocas más densas y deformables del manto, de manera muy parecida a como los bloques de madera flotan en el agua. El concepto de una corteza que flota en equilibrio gravitacional se denomina *isostasia*. Casi toda la topografía montañosa está localizada allí donde la corteza se ha acortado y engrosado. Por consiguiente, las montañas tienen raíces profundas de corteza que las sustentan isostáticamente. A medida que la erosión reduce los picos, el *ajuste isostático* eleva gradualmente como respuesta las montañas. Los procesos de levantamiento y erosión continuarán hasta que el bloque montañoso alcance el grosor «normal» de la corteza. La gravedad también provoca el colapso

bajo su propio «peso» de las estructuras montañosas muy elevadas.

- Las corrientes convectivas del manto contribuyen al movimiento vertical de la corteza. Se cree que el flujo ascendente de una gran superpluma situada debajo del sur de África ha elevado esta región durante los últimos 100 millones de años. El hundimiento de la corteza ha producido grandes cuencas y puede haber permitido que el océano invada los continentes varias veces durante el pasado geológico.
- Los geólogos están intentando determinar el papel desempeñado por la tectónica de placas y la formación de montañas en el origen y la evolución de los continentes. En un extremo se encuentra la opinión de que la mayor parte de la corteza continental se formó al principio de la historia de la Tierra y simplemente ha sido remodelada por los procesos de la tectónica de placas. En el caso extremo opuesto está la hipótesis de que los continentes han aumentado de tamaño de manera gradual a través de la acreción de material derivado del manto.

Preguntas de repaso

1. En el modelo de la tectónica de placas, ¿qué tipo de borde de placa está asociado de una manera más directa con la formación de montañas?
2. Enumere las cuatro estructuras principales de una zona de subducción y describa dónde se sitúa cada una en relación con las demás.
3. Describa brevemente cómo se forman las cuencas de trasarco.
4. Describa el proceso que genera la mayor parte del magma basáltico en las zonas de subducción.
5. ¿Cómo se cree que se producen los magmas que muestran una composición intermedia a félsica a partir de los magmas basálticos derivados del manto en los bordes de placa de tipo andino?
6. ¿Qué es un batolito? ¿En que lugar tectónico actual se están generando batolitos?
7. ¿En qué se parecen Sierra Nevada (California) y los Andes? ¿En qué se diferencian?
8. ¿Qué es un prisma de acreción? Describa brevemente su formación.
9. ¿Qué es un margen pasivo? Ponga algún ejemplo. Ponga un ejemplo de un margen continental activo.
10. La formación de topografía montañosa en un arco de islas volcánicas, como Japón, se considera sólo una fase del desarrollo de un gran cinturón montañoso. Explíquelo.
11. ¿Qué estructura tectónica existe en las sierras Costeras de California?
12. Las zonas de sutura suelen describirse como el lugar donde los continentes se «suedan». ¿Por qué esta afirmación puede causar confusión?
13. Durante la formación del Himalaya, la corteza continental asiática se deformó más que la propia India. ¿Por qué creemos que ocurrió?
14. ¿Dónde puede generarse magma en una cadena colisional recién formada?
15. Supongamos que se descubriera un fragmento de corteza oceánica en el interior de un continente. ¿Esto apoyaría o refutaría la teoría de la tectónica de placas? Explíquelo.

16. ¿Cómo puede considerarse que los Apalaches son una cordillera montañosa de colisión cuando el continente más cercano se encuentra a 5.000 kilómetros de distancia?
17. ¿Cómo contribuye la tectónica de placas a explicar la existencia de vida marina fósil en rocas situadas en las cimas de las montañas compresionales?
18. Con sus propias palabras, describa brevemente los estadios de la formación de un gran cinturón montañoso según el modelo de la tectónica de placas.
19. Defina la expresión *terrane*. ¿En qué se diferencia del término *terreno*?
20. Además de los microcontinentes, ¿qué otras estructuras se cree que transporta la litosfera oceánica y acaban acrecionándose a un continente?
21. Describa brevemente las principales diferencias entre la evolución de los Apalaches y la cordillera Norteamericana.
22. Compare los procesos que generan las montañas de bloque de falla con los asociados con la mayoría del resto de los grandes cinturones montañosos.
23. Ponga un ejemplo de prueba que respalde el concepto de la elevación de la corteza.
24. ¿Qué le ocurre a un cuerpo que flota cuando se le añade un peso? ¿Y cuando se le quita? ¿Cómo se aplica este principio a los cambios de la elevación en las montañas? ¿Qué término se aplica al ajuste que causa la elevación de la corteza de este tipo?
25. ¿Cómo explican algunos investigadores la posición elevada del sur de África?
26. Contraste las opiniones opuestas sobre el origen de la corteza continental.

Términos fundamentales

ajuste isostático	cinturón de pliegues y cabalgamientos	isostasia	orogénesis
arco de islas volcánicas	cuenca antearco	margen pasivo	prisma de acreción
arco insular	cuenca trasarco	microcontinente	sutura
arco volcánico continental	hundimiento gravitacional	montaña compresional	<i>terrane</i>
borde de placa de tipo andino		montaña de bloque de falla	

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>