

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

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

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

Tectónica de placas: el nuevo paradigma



Tectónica de placas ▼ Introducción

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

Principales placas de la Tierra

Según el modelo de la tectónica de placas, el manto superior, junto con la corteza suprayacente, se comportan

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

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

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

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

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

Bordes de placa

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

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

Cada placa está rodeada por una combinación de estos tres tipos de bordes de placa. Por ejemplo, la placa de Juan de Fuca tiene una zona divergente en su borde oeste, un borde convergente en el este y numerosas fallas transformantes, que cortan segmentos de la dorsal oceánica (véase Figura 2.18). Aunque la superficie total de la Tierra no cambia, el área de las placas individuales puede disminuir

o crecer dependiendo de cualquier desequilibrio entre la velocidad de crecimiento en los bordes divergentes y la velocidad de destrucción de la litosfera en los bordes convergentes. Las placas Antártica y Africana están casi por completo rodeadas por bordes divergentes y, por tanto, están aumentando de tamaño al añadir nueva litosfera a sus bordes. Por el contrario, la placa del Pacífico está siendo consumida hacia el manto a lo largo de sus flancos septentrional y occidental y, por consiguiente, su tamaño está reduciendo.

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

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

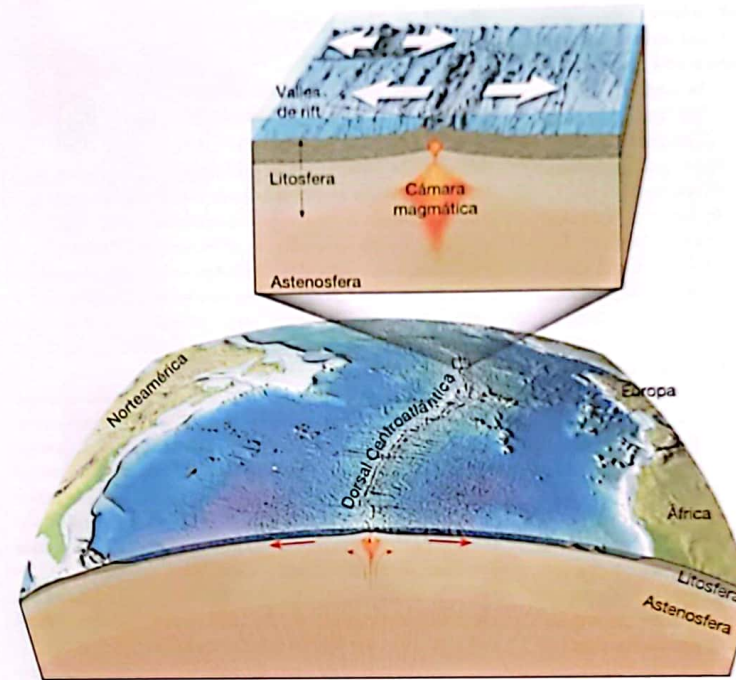
En las siguientes secciones resumiremos brevemente la naturaleza de los tres tipos de bordes de placa.

Bordes divergentes



Tectónica de placas ▼ Bordes divergentes

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



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

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

Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico

A lo largo de bordes de placa divergentes bien desarrollados, el fondo oceánico se eleva, formando una **dorsal oceánica**. El sistema de dorsales oceánicas interconectadas es la estructura topográfica más larga de la superficie de la Tierra, que supera los 70.000 kilómetros de longitud. Representando el 20 por ciento de la superficie de la Tierra, el sistema de dorsales oceánicas serpentea a través de todas las principales cuencas oceánicas como la costura de una pelota de béisbol. Aunque la cresta de la dorsal oceánica suele ser 2 a 3 kilómetros más alta que las cuencas oceánicas adyacentes, el término «dorsal» puede confundir, dado que esta estructura no es estrecha, al contra-

rio, tiene anchuras de entre 1.000 y 4.000 kilómetros. Además, a lo largo del eje de algunos segmentos de la dorsal existe una profunda estructura fallada denominada **valle de rift**.

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

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

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

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

La fragmentación continental

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

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

Bordes convergentes



Tectónica de placas ▼ Bordes convergentes

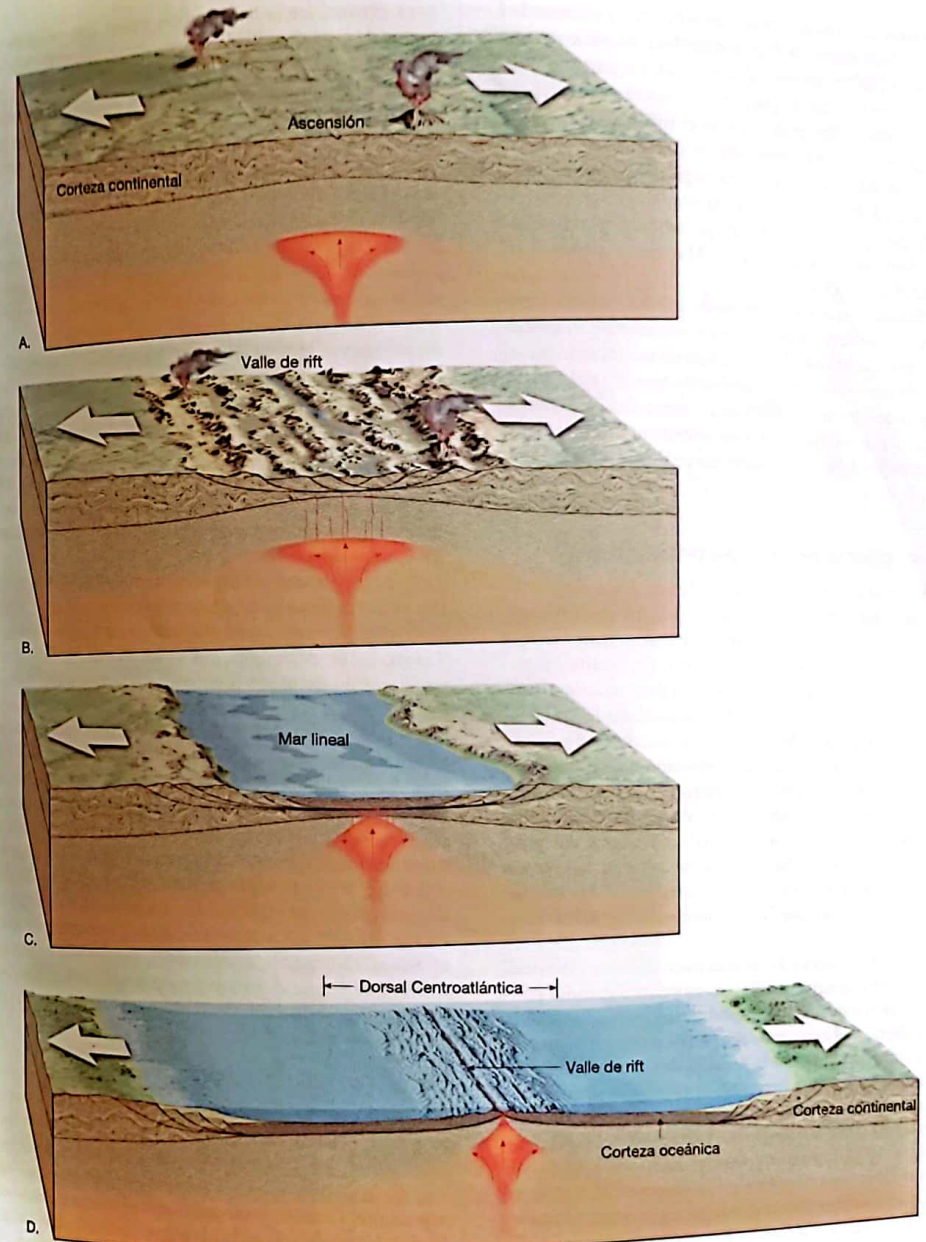
Aunque continuamente se está produciendo nueva litosfera en las dorsales oceánicas, el tamaño de nuestro planeta no aumenta: su superficie total permanece constante. Para compensar la adición de litosfera recién creada, las porciones más antiguas de la litosfera oceánica descienden al manto a lo largo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

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

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

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

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



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

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

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

Convergencia oceánica-continental

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

Los sedimentos y la corteza oceánica contienen una gran cantidad de agua que es transportada a grandes profundidades por una placa en subducción. A medida que la placa se hunde, el agua es «expulsada» de los espacios porosos conforme aumenta la presión de confinamiento. A profundidades incluso mayores, el calor y la presión extraen el agua procedente de los minerales hidratados (ricos en agua) como los *anfíboles*. A una profundidad aproximada de 100 kilómetros y a varios kilómetros del borde superior de la capa oceánica en subducción, el manto es lo suficientemente caliente como para que la introducción de agua conduzca a la fusión. Este proceso, denominado **fusión parcial**, genera tan sólo un 10 por ciento de material fundido, que se entremezcla con la roca del manto no fundida. Como es menos densa que el manto que la rodea, esta mezcla móvil y caliente (magma) asciende de una ma-

nera gradual hacia la superficie como una estructura en forma de gota. Según el entorno, estos magmas derivados del manto pueden ascender a través de la corteza y provocar una erupción volcánica. Sin embargo, mucha de esta roca fundida nunca alcanza la superficie; antes bien, se solidifica en profundidad donde contribuye a aumentar el grosor de la corteza.

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

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

Convergencia oceánica-oceánica

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

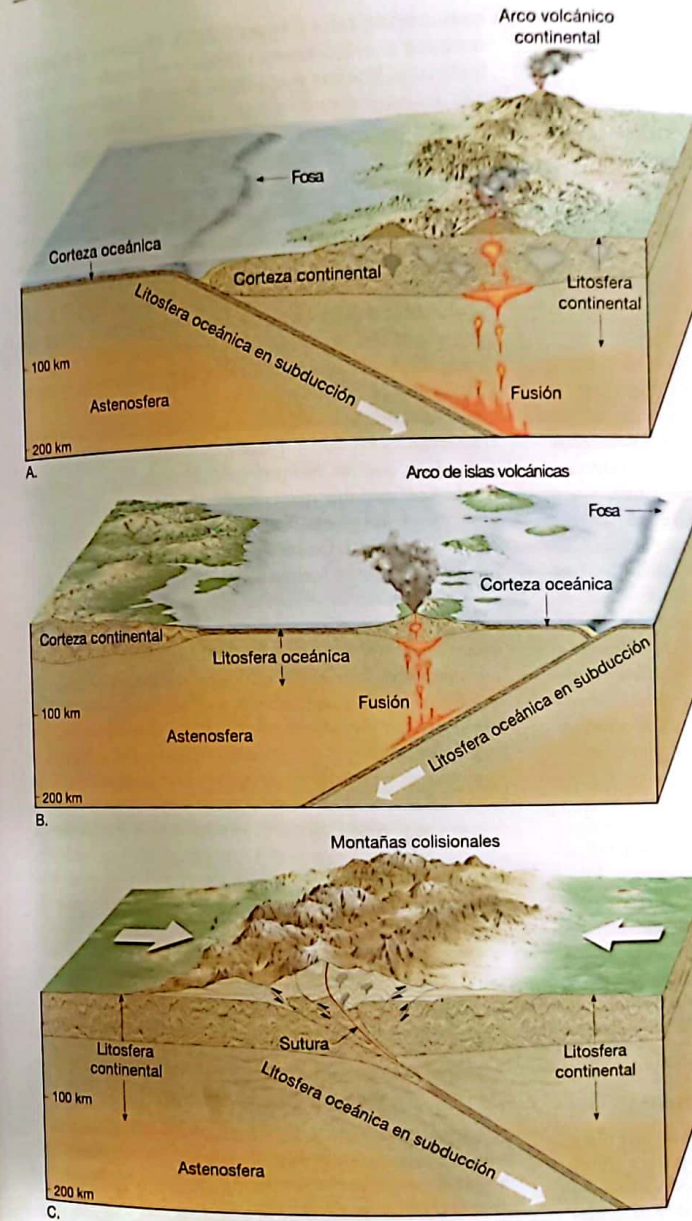


Figura 2.21 Zonas de convergencia entre placas. A. Océano-continente. B. Océano-oceano. C. Continente-continente.

marco, los volcanes crecen desde el fondo oceánico antes que sobre una plataforma continental. Cuando la subducción se mantiene, acabará por construir cadenas de estructuras volcánicas que emergen como islas. Las islas

volcánicas suelen estar separadas aproximadamente 80 kilómetros y están formadas sobre dorsales sumergidas de unos cuantos centenares de kilómetros de anchura. Esta tierra recién formada que consiste en una cadena en for-

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

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

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

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

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

Convergencia continental-continental

Como ya hemos visto anteriormente, cuando una placa oceánica es subducida por debajo de la litosfera continental, se desarrolla un arco volcánico de tipo andino a lo largo del margen del continente. Sin embargo, si la placa en subducción también contiene litosfera continental, la subducción continuada acabará uniendo los dos blo-

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

ques continentales (Figura 2.21C). Mientras la litosfera oceánica es relativamente densa y se hunde en la astenosfera, la litosfera continental flota, lo cual impide que ésta sea subducida a una gran profundidad. El resultado es una colisión entre los dos bloques continentales (Figura 2.21C).

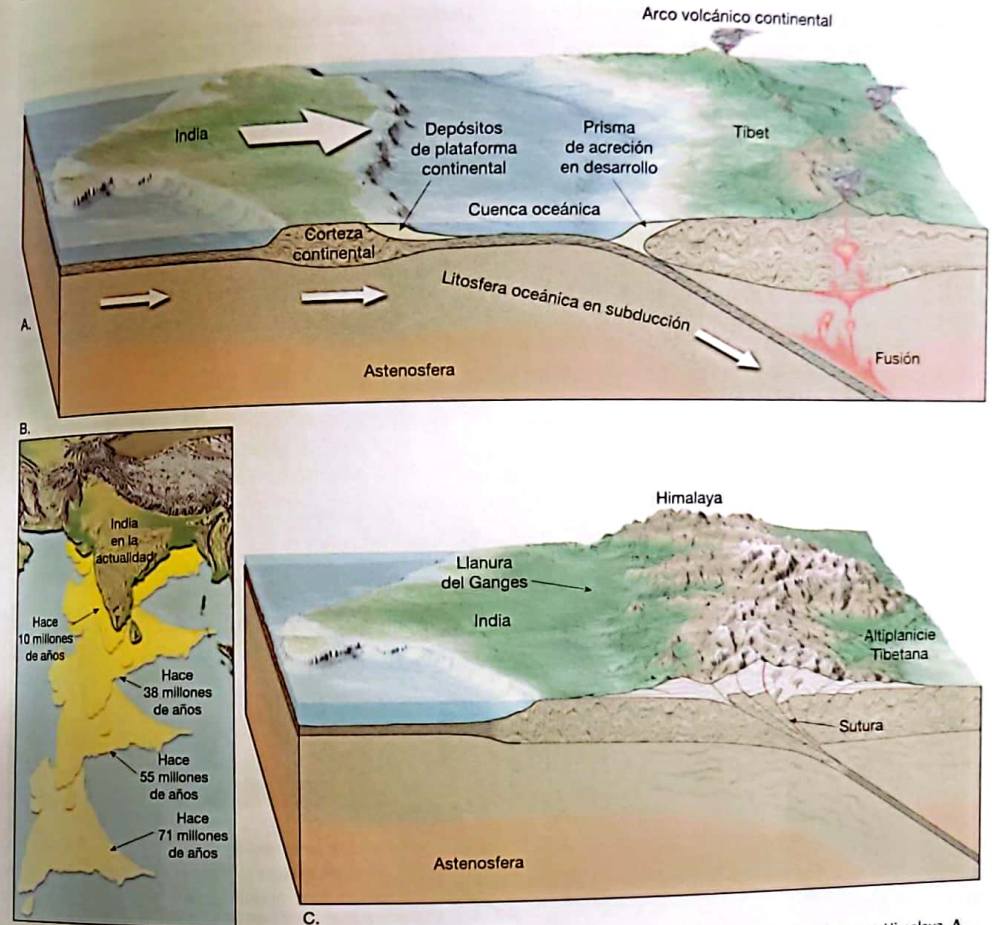
Una colisión semejante se produjo cuando el supercontinente de India «embistió» Asia y produjo el Himalaya: la cordillera montañosa más espectacular de la Tierra (Figura 2.22). Durante esta colisión, la corteza continental se abombó, se fracturó y, en general, se acortó y engrosó. Además del Himalaya,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

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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

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



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

Bordes de falla transformante (bordes pasivos)

GEOD Tectónica de placas
▼ Bordes de falla transformante

El tercer tipo de borde de placa es el transformante (*trans* = a través de; *forma* = forma), en el cual las placas se des-

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