

Tectónica de placas: el desarrollo de una revolución científica

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época

- Encaje de los continentes
- Evidencias paleontológicas
- Tipos de rocas y semejanzas estructurales
- Evidencias paleoclimáticas

El gran debate

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

Deriva continental y paleomagnetismo

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

Comienzo de una revolución científica

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

Tectónica de placas: el nuevo paradigma

- Principales placas de la Tierra
- Bordes de placa

Bordes divergentes

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

Bordes convergentes

- Convergencia oceánica-continental
- Convergencia oceánica-oceánica
- Convergencia continental-continental

Bordes de falla transformante (bordes pasivos)

Comprobación del modelo de la tectónica de placas

- Pruebas procedentes de sondeos oceánicos
- Puntos calientes y plumas del manto

Medición del movimiento de las placas

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

¿Qué impulsa los movimientos de las placas?

- Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas
- Modelos de convección placas-manto

La importancia de la teoría de la tectónica de placas

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

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

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

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

Durante las décadas de los años cincuenta y sesenta, nuevos tipos de pruebas empezaron a reavivar el interés por esta propuesta que estaba casi abandonada. En 1968, esos

nuevos avances indujeron el desarrollo de una explicación mucho más completa que incorporaba aspectos de la deriva continental y de la expansión del fondo oceánico: una teoría conocida como tectónica de placas.

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

Deriva continental: una idea que se adelantó a su época

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

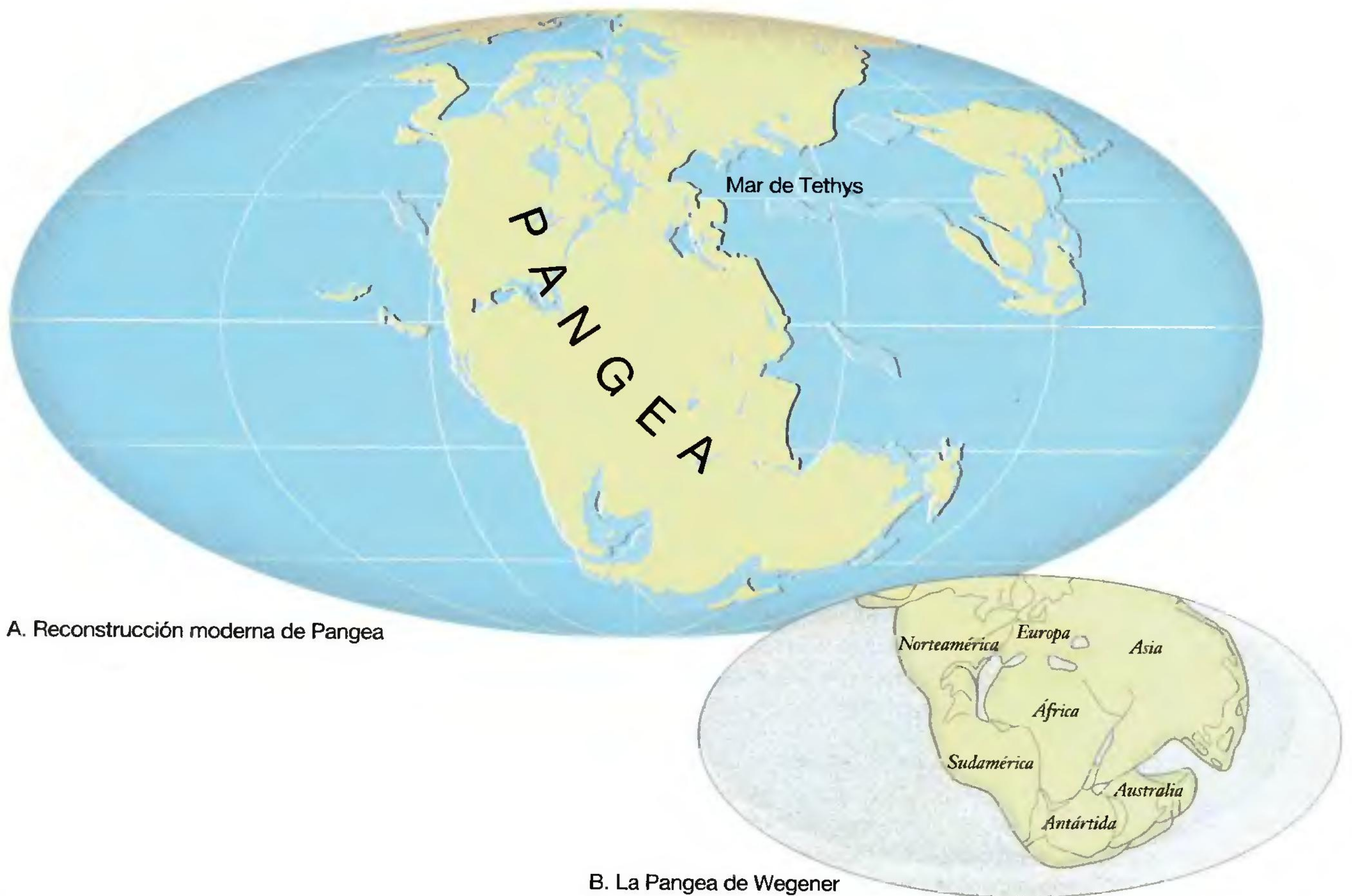
Wegener sugirió que en el pasado había existido un *supercontinente* único denominado **Pangea** (*pan* = todo, *gea* = Tierra) (Figura 2.1). Además planteó la hipótesis de que en la era Mesozoica, hace unos 200 millones de años, este supercontinente empezó a fragmentarse en continentes más pequeños,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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

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

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



A. Reconstrucción moderna de Pangea

B. La Pangea de Wegener

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

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

Encaje de los continentes

Como algunos antes que él, Wegener sospechó por primera vez que los continentes podrían haber estado unidos en alguna ocasión al observar las notables semejanzas existentes entre las líneas de costa situadas a los dos lados del Atlántico. Sin embargo, la utilización que él hizo de las líneas de costa actuales para hacer encajar los continentes fue inmediatamente contestada por otros geólogos. Estos últimos sostenían, correctamente, que las líneas de costa están siendo continuamente modificadas por procesos erosivos y sedimentarios. Aun cuando hubiera tenido lugar el desplazamiento de los continentes, sería improba-

ble tal ajuste en la actualidad. Wegener parecía consciente de este hecho, ya que su ajuste original de los continentes era muy aproximado (Figura 2.1B).

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

Recuadro 2.1 ► Entender la Tierra

Fragmentación de Pangea

Wegener utilizó las pruebas procedentes de fósiles, tipos de rocas y climas antiguos para crear un ajuste de los continentes en forma de rompecabezas, creando así su supercontinente, Pangea. De una manera similar, pero utilizando herramientas modernas de las que carecía Wegener, los geólogos han recreado las etapas de fragmentación de este supercontinente, un acontecimiento que empezó hace cerca de 200 millones de años. A partir de este trabajo, se han estableci-

do bien las fechas en las que fragmentos individuales de corteza se separaron unos de otros y también sus movimientos relativos (Figura 2.A).

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

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



A. Hace 200 millones de años (Jurásico inferior)



B. Hace 150 millones de años (Jurásico superior)



C. Hace 90 millones de años (Cretáceo)



D. Hace 50 millones de años (Cenozoico inferior)



E. Hace 20 millones de años (Cenozoico superior)



F. En la actualidad

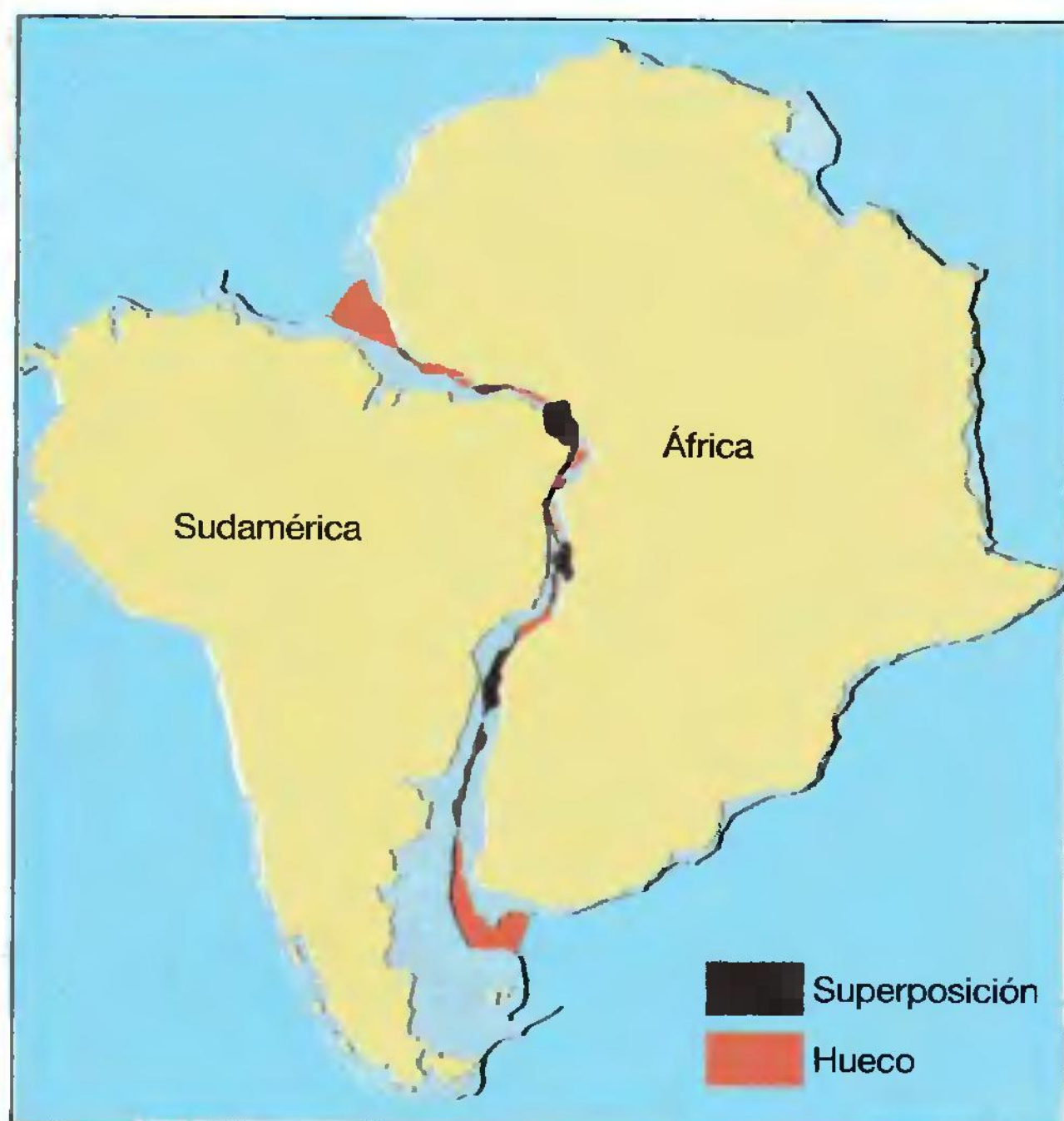
varios estadios hace entre 180 y 165 millones de años. Este lapso de tiempo puede utilizarse como la «fecha de nacimiento» de esta sección del Atlántico norte.

Hace 130 millones de años, el Atlántico sur empezó a abrirse cerca de la punta de lo que ahora es Sudáfrica. Conforme esta zona de separación migraba hacia el norte, el Atlántico sur se abría de manera gradual (compárense los esquemas B y C de la Figura 2.A). La fragmentación continua de la masa continental meridional condujo a la separación de África y la

Antártida y empujó a la India a un viaje hacia el norte. Al principio del Cenozoico, hace unos 50 millones de años, Australia se había separado de la Antártida y el Atlántico sur había emergido como un océano completamente desarrollado (Figura 2.A, parte D).

Un mapa moderno (Figura 2.A, parte F) muestra que la India acabó colisionando con Asia, un acontecimiento que empezó hace unos 45 millones de años y creó la cordillera del Himalaya, junto con las tierras altas tibetanas. Aproximadamente

al mismo tiempo, la separación de Groenlandia de Eurasia completó la fragmentación de la masa continental septentrional. Durante los últimos 20 millones de años, aproximadamente, de la historia de la Tierra, Arabia se separó de África y se formó el mar Rojo, y la Baja California se separó de Méjico, formando el golfo de California (Figura 2.A, parte E). Mientras, el arco de Panamá se unió a Norteamérica y Sudamérica, produciéndose así el aspecto moderno que conocemos de nuestro planeta.



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

Evidencias paleontológicas

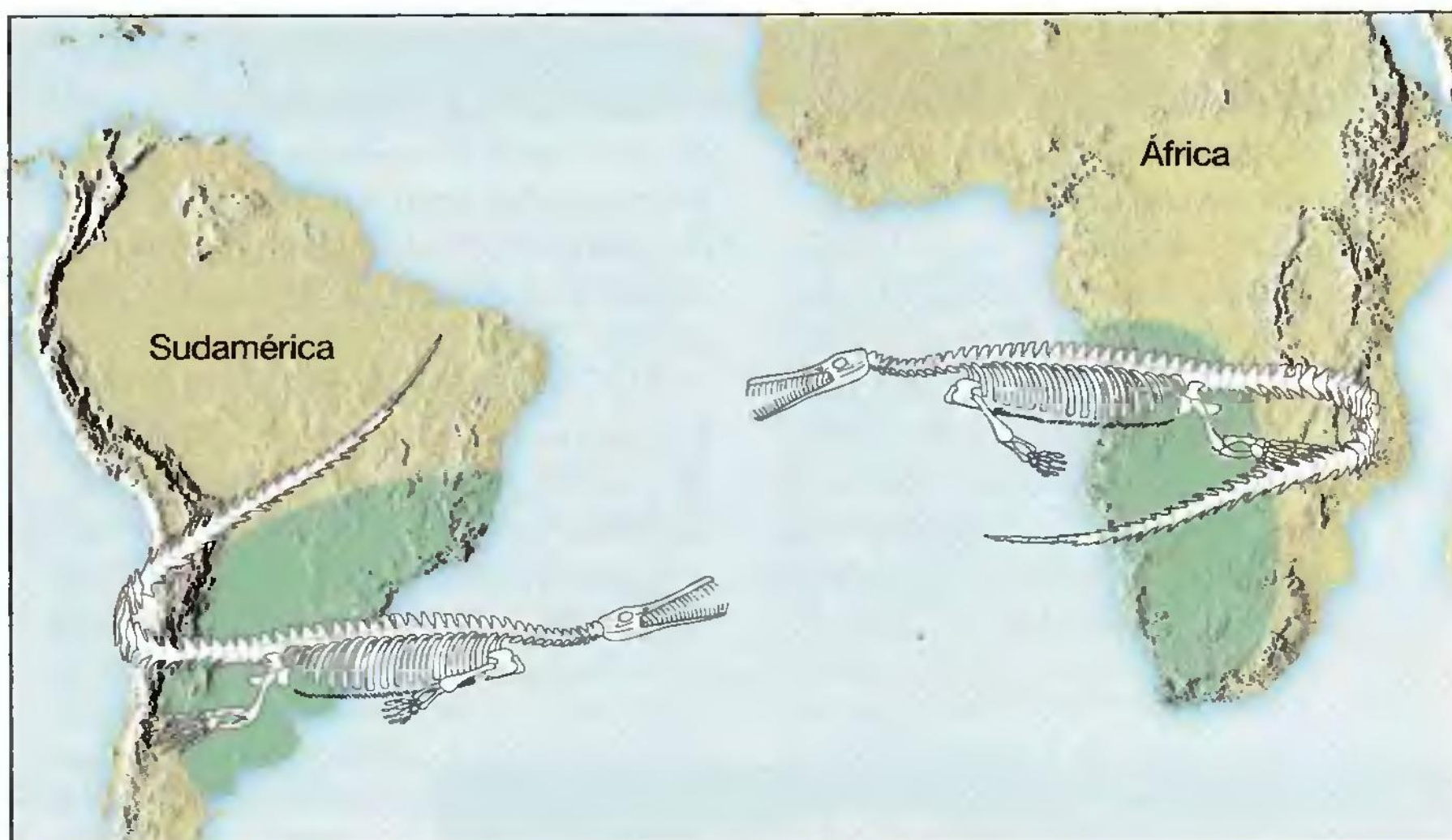
Aunque la semilla de la hipótesis de Wegener procedía de las notables semejanzas de los márgenes continentales a ambos lados del Atlántico, al principio pensó que la idea de una Tierra móvil era improbable. No fue hasta que supo que se habían encontrado organismos fósiles idénticos en rocas de Sudamérica y de África cuando empezó a tomar en serio esta idea. A través de una revisión de la literatura científica, Wegener descubrió que la mayoría de paleontólogos (científicos que estudian los restos fosiliza-

dos de organismos) estaban de acuerdo en que era necesario algún tipo de conexión continental para explicar la existencia de fósiles idénticos de formas de vida mesozoicas en masas de tierra tan separadas. (Igual que las formas de vida autóctonas de Norteamérica son muy distintas de las africanas, cabría esperar que durante la era Mesozoica los organismos de continentes muy separados serían también bastante diferentes.)

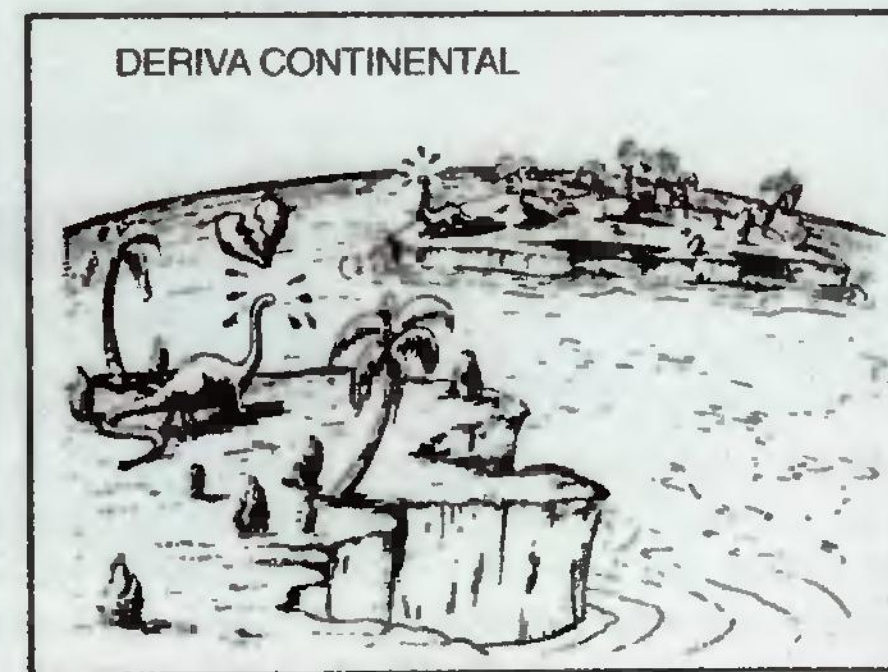
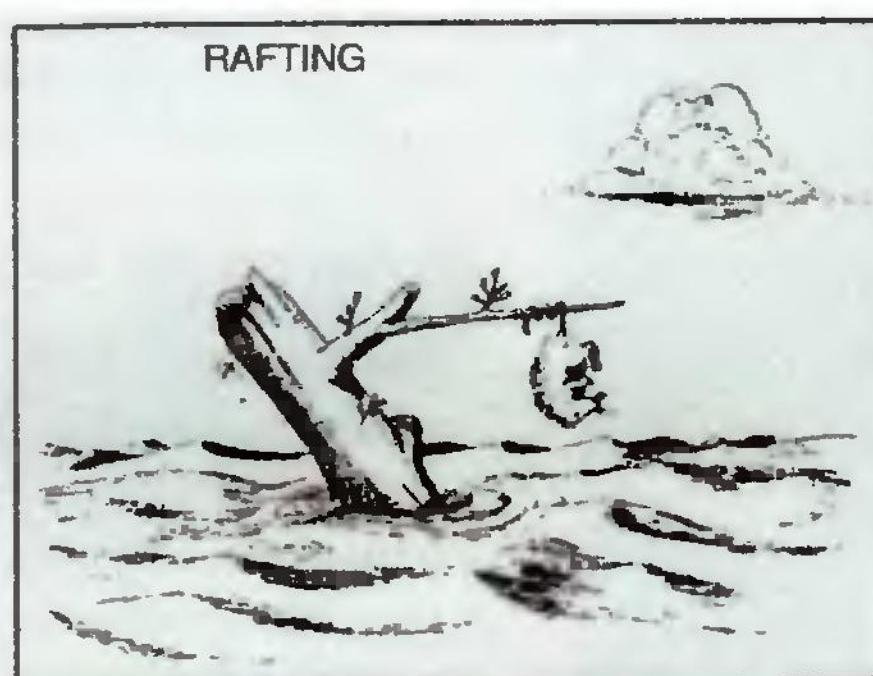
Mesosaurus Para añadir credibilidad a su argumento sobre la existencia de un supercontinente, Wegener citó casos documentados de varios organismos fósiles que se habían encontrado en diferentes masas continentales, a pesar de las escasas posibilidades de que sus formas vivas pudieran haber cruzado el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

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

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



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



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

Glossopteris Wegener citó también la distribución del helecho fósil *Glossopteris* como una prueba de la existencia de Pangea. Se sabía que esta planta, caracterizada por sus grandes semillas de difícil distribución, estaba muy dispersa entre África, Australia, India y Sudamérica durante el Paleozoico tardío. Más tarde, se descubrieron también restos fósiles de *Glossopteris* en la Antártida. Wegener también sabía que esos helechos con semilla y la flora asociada con ellos crecían sólo en un clima subpolar.

Por consiguiente, llegó a la conclusión de que cuando las masas de tierra estuvieron unidas se encontraban mucho más cerca del Polo Sur.

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

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

Tipos de rocas y semejanzas estructurales

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

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

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

Evidencias paleoclimáticas

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



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

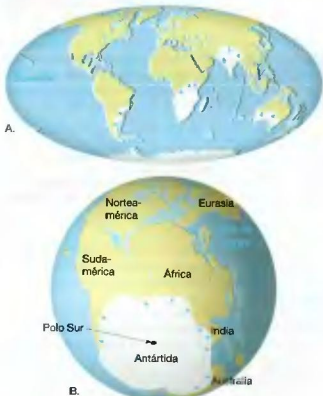
zonas que contienen pruebas de esta glaciación paleozoica tardía se encuentran en la actualidad en una franja de 30 grados en torno al Ecuador en un clima subtropical o tropical.

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

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

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

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



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

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

El gran debate

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

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

Rechazo de la hipótesis de la deriva continental

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

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

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

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

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

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

La deriva continental y el método científico

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

Aunque muchos de los contemporáneos de Wegener se oponían a sus puntos de vista, incluso hasta considerarlo claramente ridículo, unos pocos consideraron plausibles sus ideas. Entre los más notables de este último

grupo se encontraba el eminente geólogo sudafricano Alexander du Toit y el bien conocido geólogo escocés Arthur Holmes. En 1937, du Toit publicó *Our Wandering Continents*, donde eliminó algunos de los puntos más débiles de la teoría de Wegener y añadió una gran cantidad de nuevas pruebas en apoyo de su revolucionaria idea. En 1928 Arthur Holmes propuso el primer mecanismo impulsor plausible para la deriva continental. En el libro de Holmes *Geología física*, elaboraba esta idea sugiriendo que las corrientes de convección que actúan dentro del manto eran responsables de la propulsión de los continentes a través del planeta.

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

Deriva continental y paleomagnetismo

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

El campo magnético de la Tierra y el paleomagnetismo

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



Recuadro 2.2 ► Entender la Tierra

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

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

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

Poco después de su regreso de Groenlandia, Wegener se casó con Else Köppen, hija de Wladimir Köppen, un eminente climatólogo que desarrolló una clasificación de los climas del mundo que todavía hoy se utiliza. Poco después de su boda, Wegener combatió en la I Guerra Mundial, durante la que fue herido dos veces, pero permaneció en el ejército hasta el fin de la guerra. Durante su período de convalecencia, Wegener escribió su

controvertido libro sobre la deriva continental titulado *The Origin of Continents and Oceans*. Wegener firmó las ediciones revisadas de 1920, 1922 y 1929.

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

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

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

Cuarenta días después, el 30 de octubre de 1930, Wegener y sus dos compañeros llegaron a la estación Eismitte. Incapaces de establecer comunicación con el campo base, los investigadores a quienes se creía desesperadamente necesitados de suministros, habían conseguido excavar una cueva en el hielo a modo de

refugio e intentado alargar sus suministros durante todo el invierno. La heroica carrera para transportar suministros había sido innecesaria.

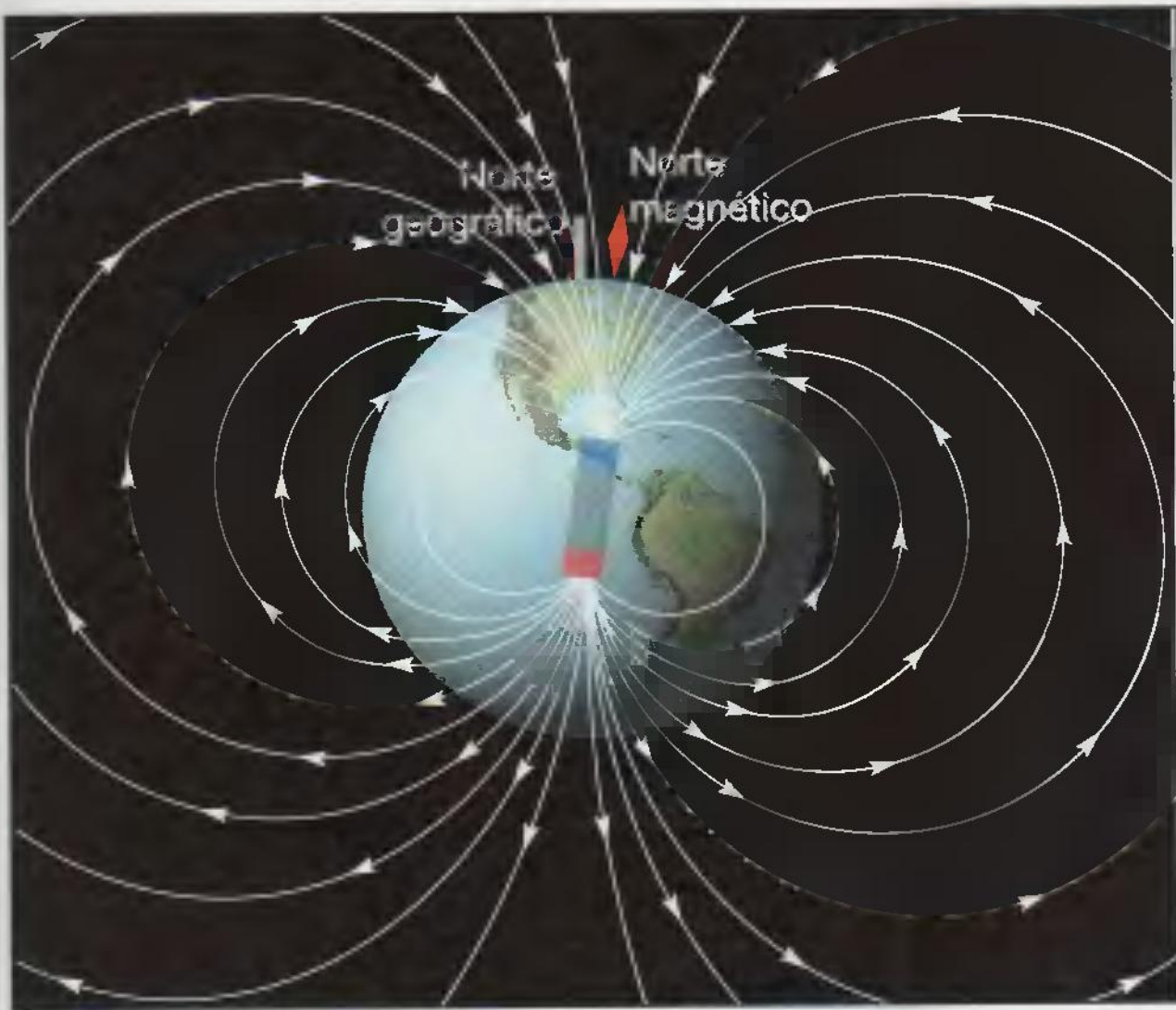
Lowe decidió pasar el invierno en Eismitte debido a su agotamiento y que tenía los miembros congelados. Sin embargo, se dijo que Wegener «parecía tan fresco, feliz y en forma como si se hubiera ido a dar un paseo». Dos días después, el 1 de noviembre de 1930, celebraron el 50º cumpleaños de Wegener y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

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

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

A diferencia de la fuerza de gravedad, no podemos percibir el campo magnético de la Tierra; su existencia se revela porque desvía la aguja de una brújula. De una manera parecida, ciertas rocas contienen minerales que sirven como «brújulas fósiles». Estos minerales ricos en hierro, como la *magnetita*, son abundantes en las coladas de lava de composición basáltica. Cuando se calientan por encima de una temperatura conocida como

el **punto de Curie**, estos minerales magnéticos pierden su magnetismo. Sin embargo, cuando esos granos ricos en hierro se enfrían por debajo de su punto de Curie (aproximadamente 585°C para la magnetita), se magnetizan de manera gradual según una dirección paralela a las líneas de fuerza magnéticas existentes en ese momento. Una vez que los minerales se solidifican, el magnetismo que poseen permanecerá «congelado» en

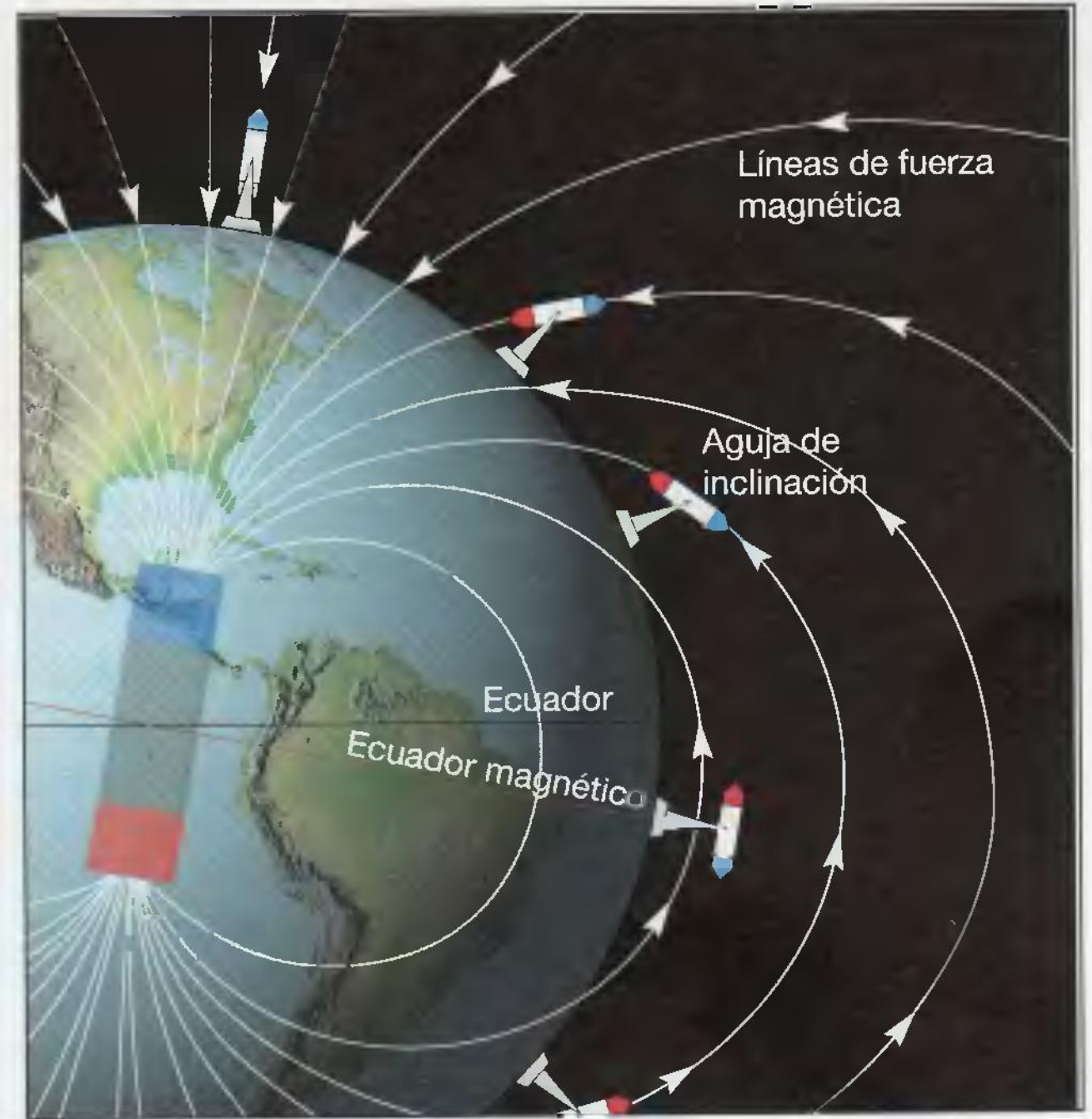


▲ **Figura 2.7** El campo magnético de la Tierra consiste en líneas de fuerza muy parecidas a las que produciría una barra imantada gigante si se colocara en el centro de la Tierra.

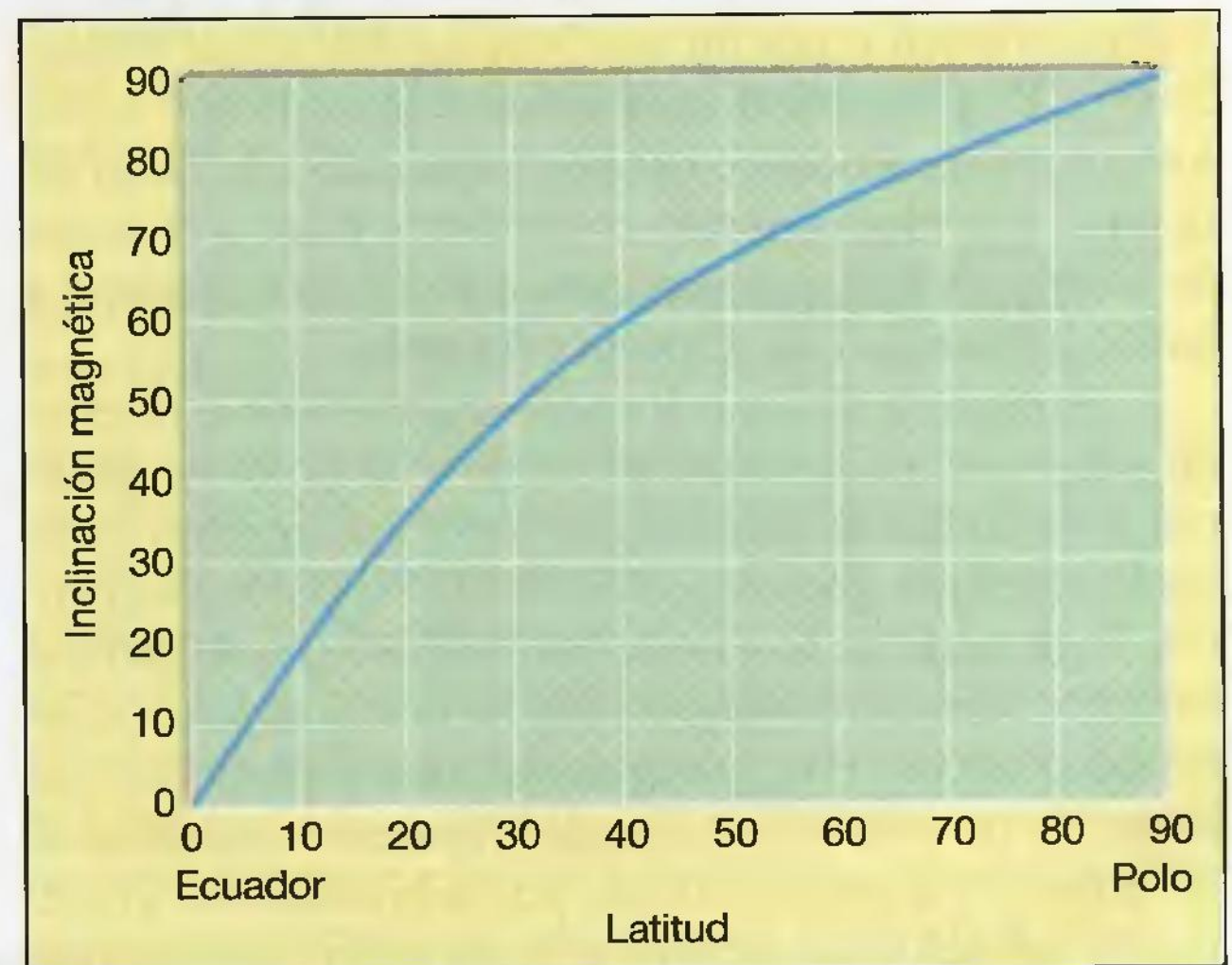
esa posición. A este respecto, se comportan de manera muy parecida a como lo hace la aguja de una brújula: «apuntan» hacia la posición de los polos magnéticos existentes cuando se enfriaron. Luego, si la roca se mueve, o si cambia la posición del polo magnético, el magnetismo de la roca conservará, en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

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

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



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



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

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

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

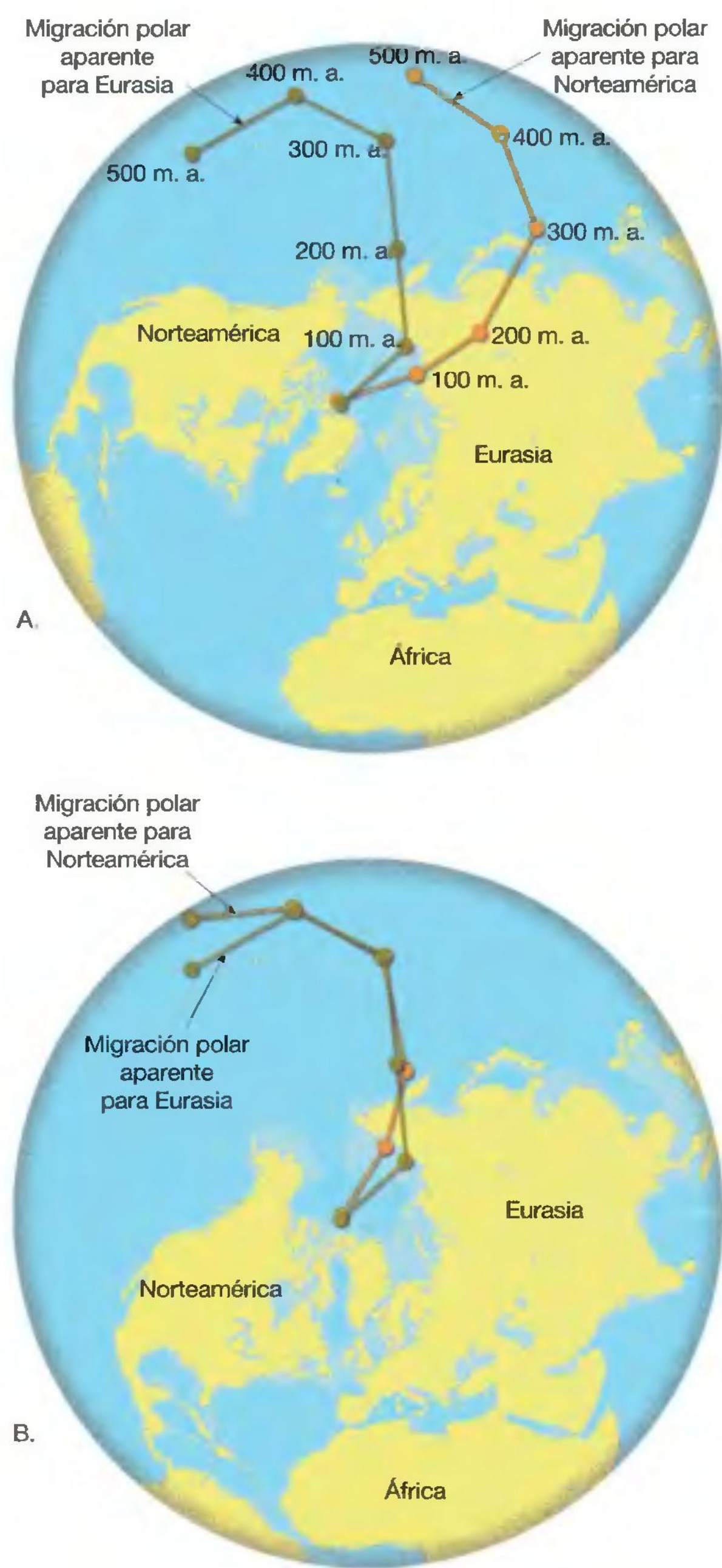
En resumen, el magnetismo de las rocas proporciona un registro de la dirección y la distancia a los polos magnéticos en el momento en el que se magnetizó una unidad rocosa.

Deriva polar aparente

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

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

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



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

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

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

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

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

Comienzo de una revolución científica

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

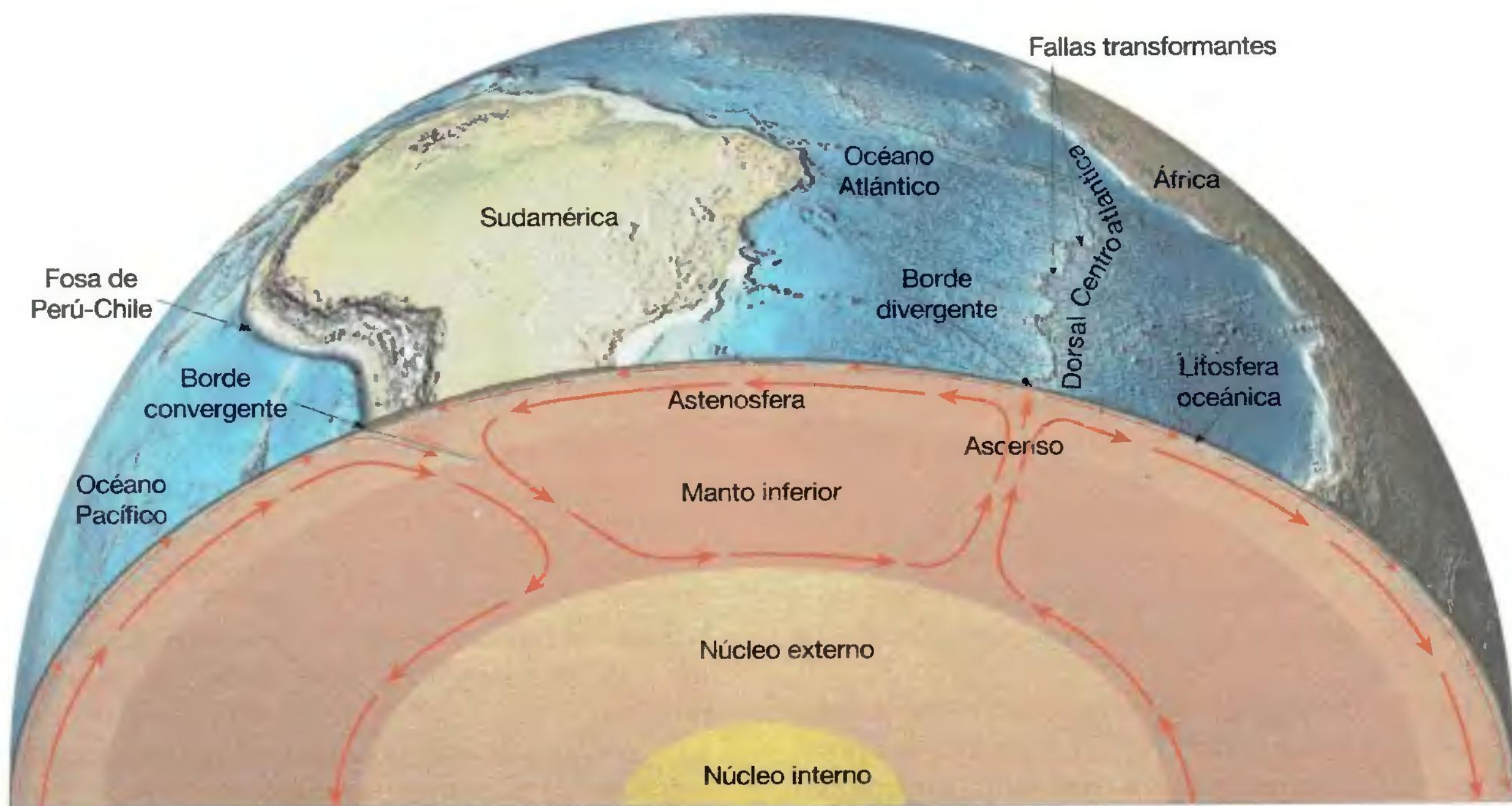
dorsal. Además, se observó que el sistema de dorsales oceánicas estaba caracterizado por un intenso volcanismo y un elevado flujo térmico.

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

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

La hipótesis de la expansión del fondo oceánico

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



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

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

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

Hess presentó su artículo como un «ensayo en geopoesía», lo que podría reflejar la naturaleza especulativa

de su idea. O, como otros han sugerido, quizás quería desviar la crítica de quienes seguían siendo hostiles a la deriva continental. En cualquier caso, su hipótesis proporcionó ideas específicas demostrables, lo que constituye la marca distintiva de la buena ciencia.

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

Inversiones magnéticas: pruebas de la expansión del fondo oceánico

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

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



Recuadro 2.3 ► Entender la Tierra

La prioridad en la ciencia

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

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

Porque los artículos firmados por Taylor tuvieron un impacto relativamente pequeño entre la comunidad científica; Wegener no conocía el trabajo de Taylor. Por consiguiente, se cree que Wegener llegó a la misma conclusión simultáneamente y de una manera independiente. No obstante, es todavía más importante el hecho de que Wegener hizo grandes esfuerzos durante su vida profesional para proporcionar una gran cantidad de pruebas que respaldaran su hipótesis. Por el

contrario, parece que Taylor se contentó con afirmar: «Existen muchos enlaces de unión que muestran que África y Sudamérica estuvieron unidas alguna vez». Además, mientras Taylor veía la deriva continental como una idea algo especulativa, Wegener estaba *seguro* de que los continentes habían ido a la deriva. De acuerdo con H. W. Menard en su libro *The Ocean of Truth*, a Taylor le incomodaba que sus ideas se asociaran con la hipótesis de Wegener. Menard cita a Taylor, que escribió: «Wegener era un joven profesor de meteorología. Algunas de sus ideas son muy distintas de las mías y fue demasiado lejos con su especulación».

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

de la teoría de la tectónica de placas. Así, los historiadores asocian los nombres de Hess y Dietz con el descubrimiento de la expansión del fondo oceánico con menciones ocasionales a las contribuciones de Holmes.

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

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

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

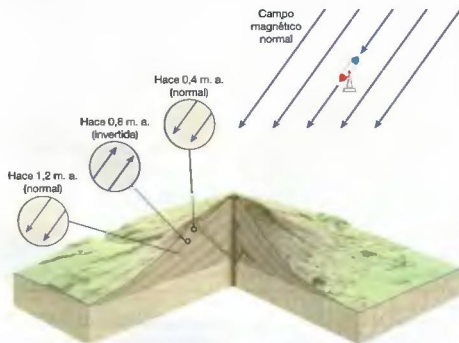
laridad normal, mientras que las rocas que muestran el magnetismo opuesto se dice que tienen polaridad invertida.

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

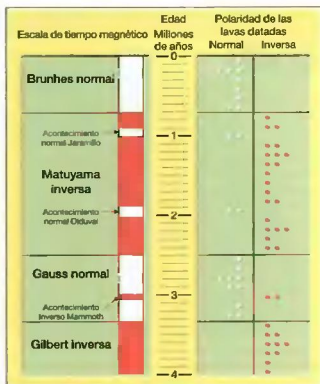
las lavas y los sedimentos de diversas edades en todo el mundo. Encontraron que las rocas magnetizadas, normal e inversamente, de una edad determinada en un punto se correspondían con el magnetismo de las rocas de la misma edad halladas en otros puntos. Esa fue la prueba convincente de que, de hecho,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

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

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



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



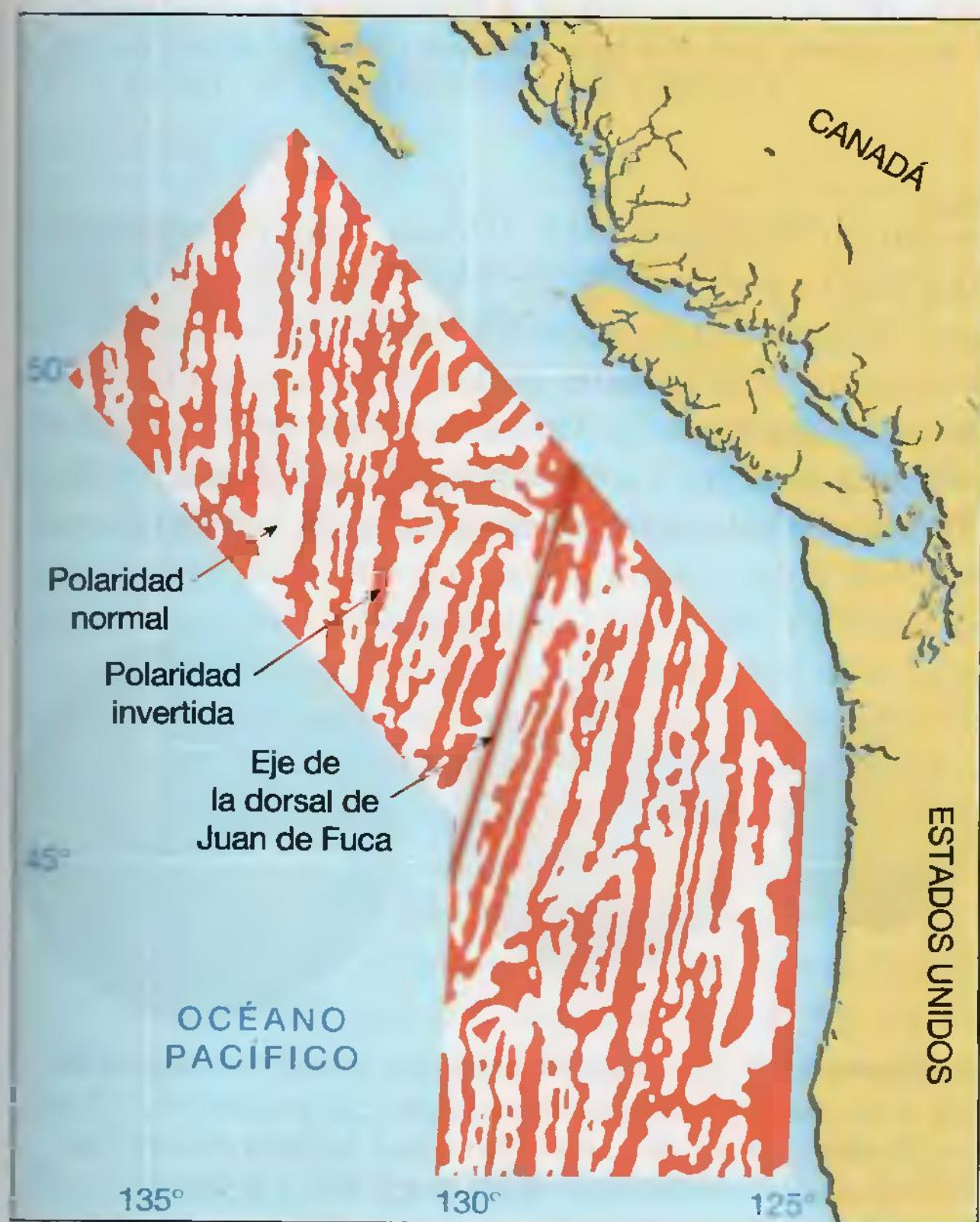
▲ **Figura 2.13** Escala temporal del campo magnético de la Tierra en el pasado reciente. Esta escala temporal se desarrolló estableciendo la polaridad magnética para coladas de lava de edad conocida. (Datos de Allen Cox y G. B. Dalrymple.)

propiedades magnéticas de las rocas subyacentes de la corteza.

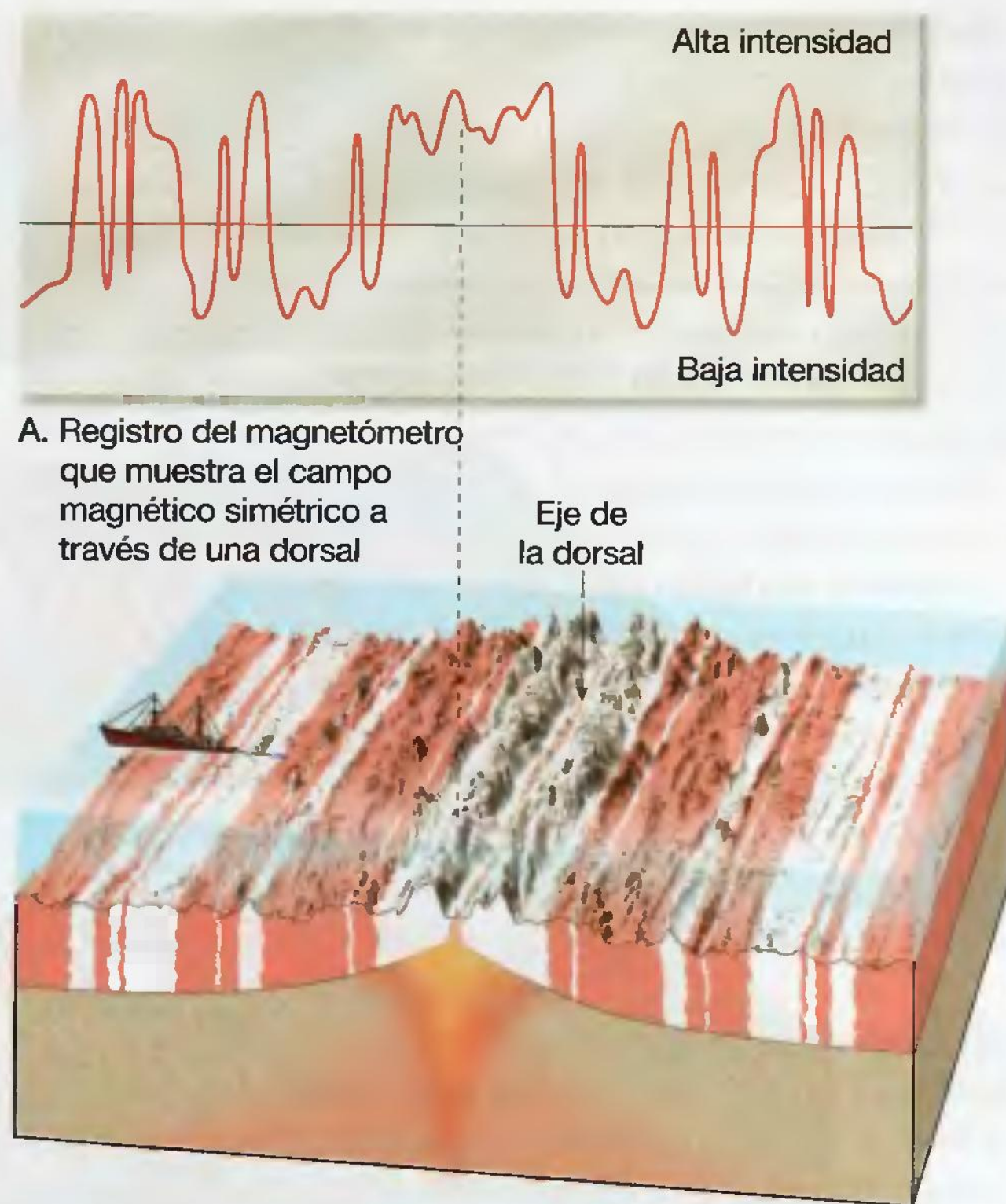
El primer estudio exhaustivo de este tipo fue llevado a cabo en la costa Pacífica de Norteamérica y se obtuvo un resultado inesperado. Los investigadores descubrieron bandas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad, como se muestra en la Figura 2.14.

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

Vine y Matthews razonaron que, conforme el magma se solidifica a lo largo de los estrechos rifts de la cresa-



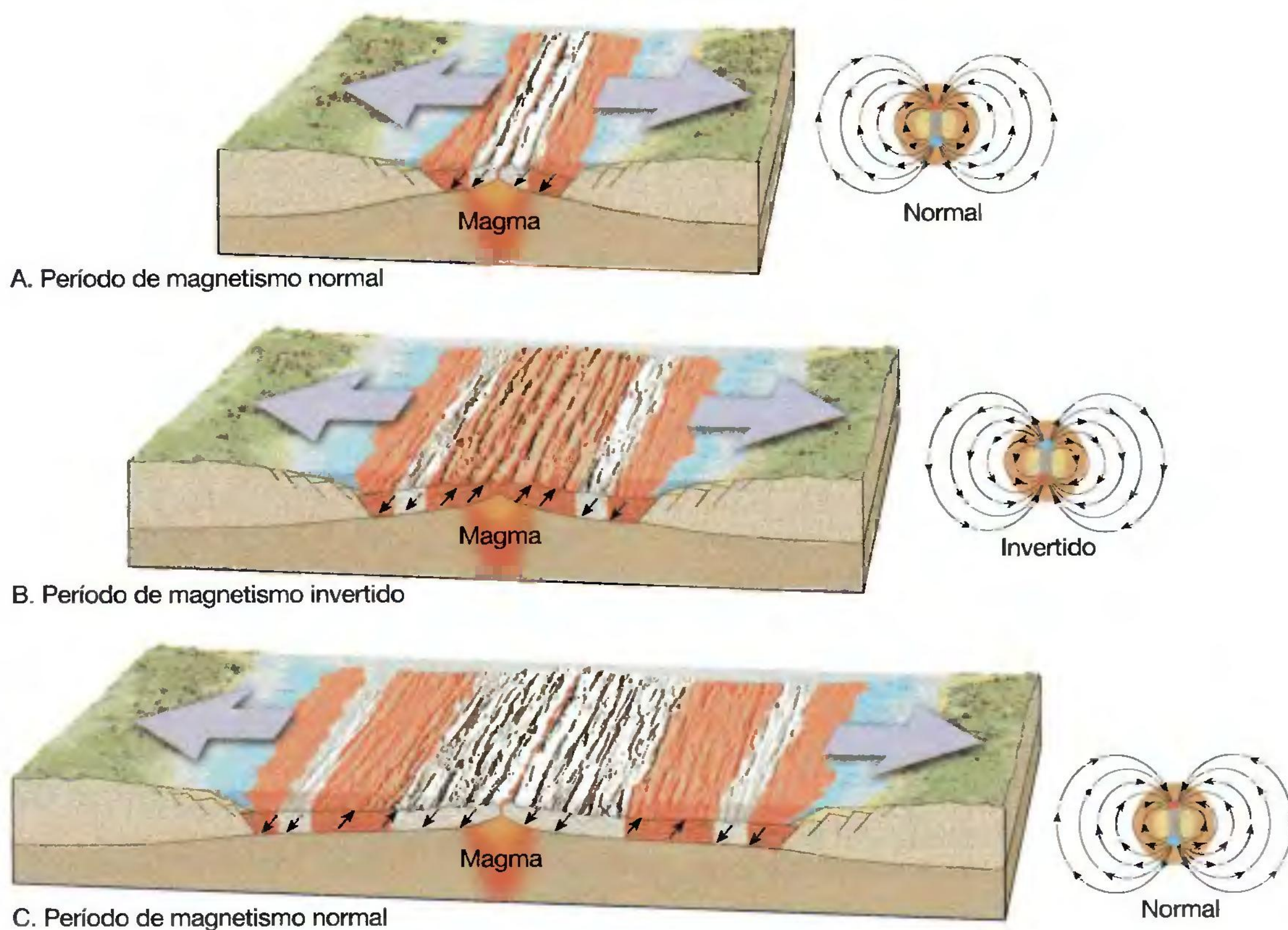
▲ **Figura 2.14** Modelo de franjas alternas de magnetismo de alta y baja intensidad descubierto en la costa del Pacífico de Norteamérica.



B. Buque de investigación que pasa el magnetómetro sobre la cresta de una dorsal

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

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



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

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

La última pieza de un rompecabezas

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

Contra este planteamiento intervino J. Tuzo Wilson, físico canadiense, convertido en geólogo. En un ar-

tículo publicado en 1965, Wilson proporcionó la pieza que faltaba para formular la teoría de la tectónica de placas. Wilson sugirió que grandes fallas conectaban los cinturones móviles globales en una red continua que dividía la capa externa de la Tierra en varias «placas rígidas». Además, describió los tres tipos de bordes de placa y cómo los bloques sólidos de la capa externa de la Tierra se mo-



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

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

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

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

Tectónica de placas: el nuevo paradigma



Tectónica de placas ▼ Introducción

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

Principales placas de la Tierra

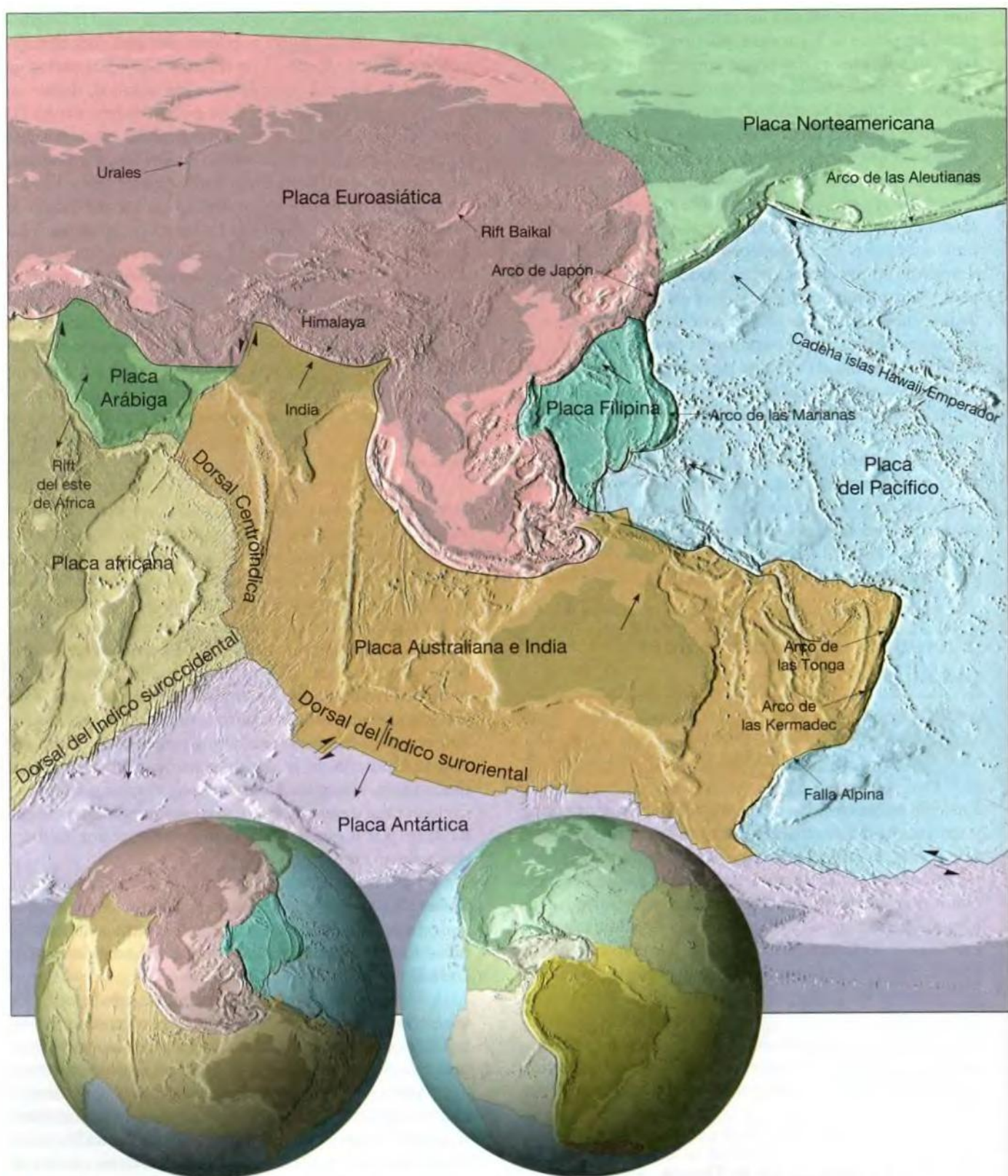
Según el modelo de la tectónica de placas, el manto superior, junto con la corteza suprayacente, se comportan

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

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

Las placas de tamaño mediano son la Caribeña, la de Nazca, la Filipina, la 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.)



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



A. Borde divergente

B. Borde convergente

C. Borde transformante

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

Bordes de placa

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

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

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

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

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

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

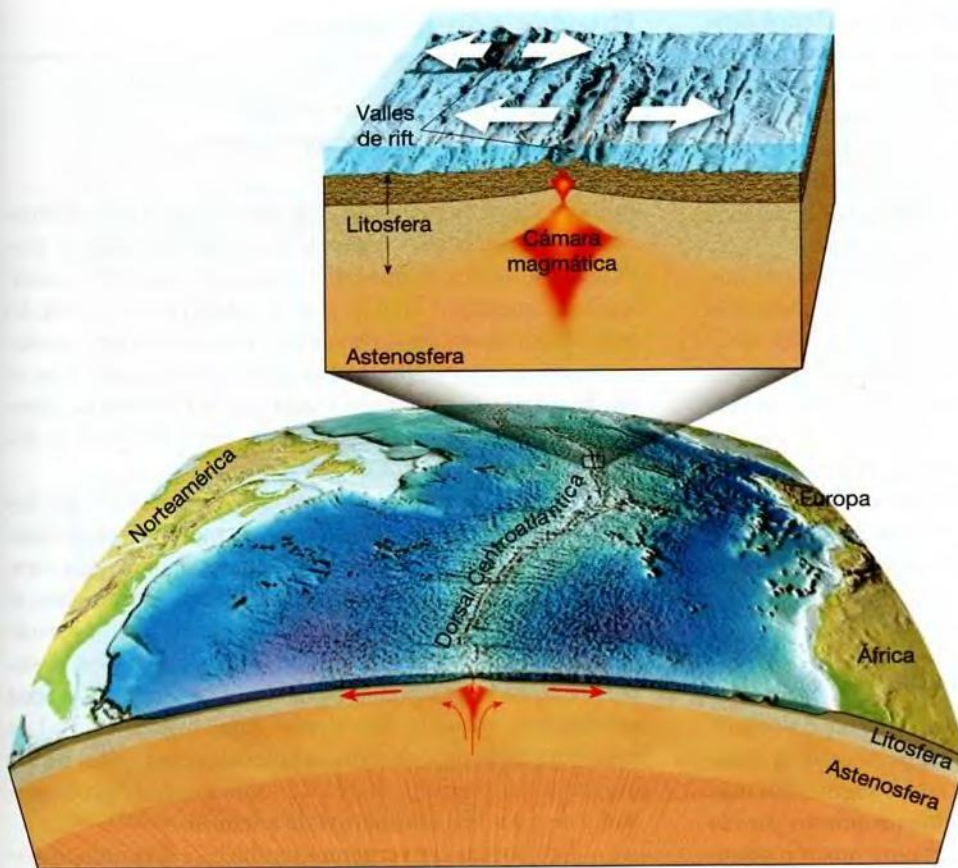
En las siguientes secciones resumiremos brevemente la naturaleza de los tres tipos de bordes de placa.

Bordes divergentes



Tectónica de placas ▼ Bordes divergentes

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



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

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

Las dorsales oceánicas y la expansión del fondo oceánico

A lo largo de bordes de placa divergentes bien desarrollados, el fondo oceánico se eleva, formando una *dorsal oceánica*. El sistema de dorsales oceánicas interconectadas es la estructura topográfica más larga de la superficie de la Tierra, que supera los 70.000 kilómetros de longitud. Representando el 20 por ciento de la superficie de la Tierra, el sistema de dorsales oceánicas serpentea a través de todas las principales cuencas oceánicas como la costura de una pelota de béisbol. Aunque la cresta de la dorsal oceánica suele ser 2 a 3 kilómetros más alta que las cuencas oceánicas adyacentes, el término «dorsal» puede confundir, dado que esta estructura no es estrecha, al 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. Ésta es aproximadamente la velocidad a la que crecen las uñas de los dedos de los seres humanos. A lo largo de la dorsal Centroatlántica se encuentran velocidades de expansión comparativamente lentas de 2 centímetros al año, mientras que en secciones de la dorsal del Pacífico oriental se han medido velocidades de expansión superiores a los 15 centímetros. Aunque estas velocidades de producción litosférica son lentas en una escala temporal humana, son, sin embargo, lo suficientemente rápidas como para haber generado todas las cuencas oceánicas de la Tierra durante los últimos 200 millones de años. De hecho, ningún fragmento del fondo oceánico datado supera los 180 millones de años de antigüedad.

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

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

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

La fragmentación continental

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

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

Bordes convergentes



Tectónica de placas ▼ Bordes convergentes

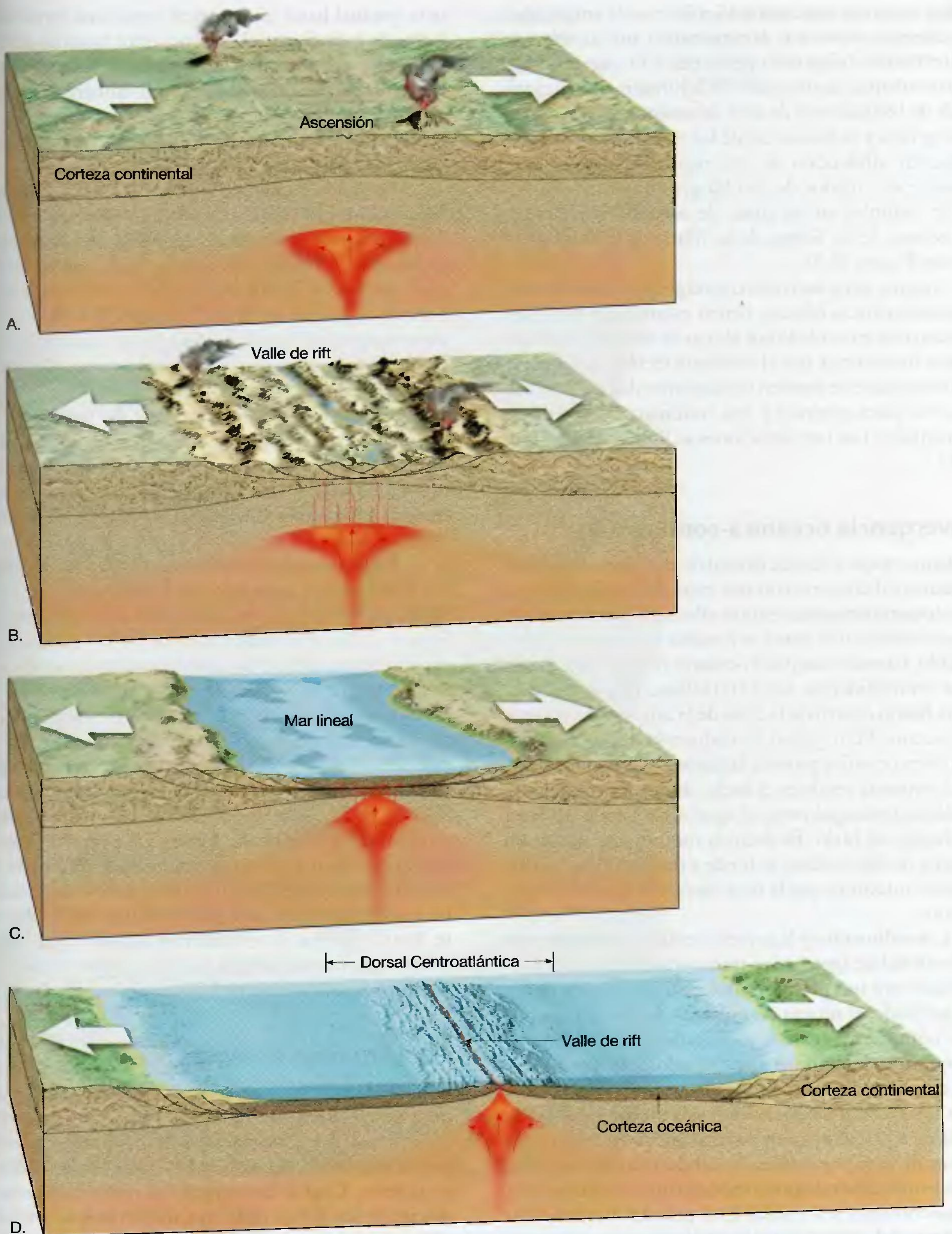
Aunque continuamente se está produciendo nueva litosfera en las dorsales oceánicas, el tamaño de nuestro planeta no aumenta: su superficie total permanece constante. Para compensar la adición de litosfera recién creada, las porciones más antiguas de la litosfera oceánica descienden al manto a lo largo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

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

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

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

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



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

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

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

Convergencia oceánica-continental

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

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

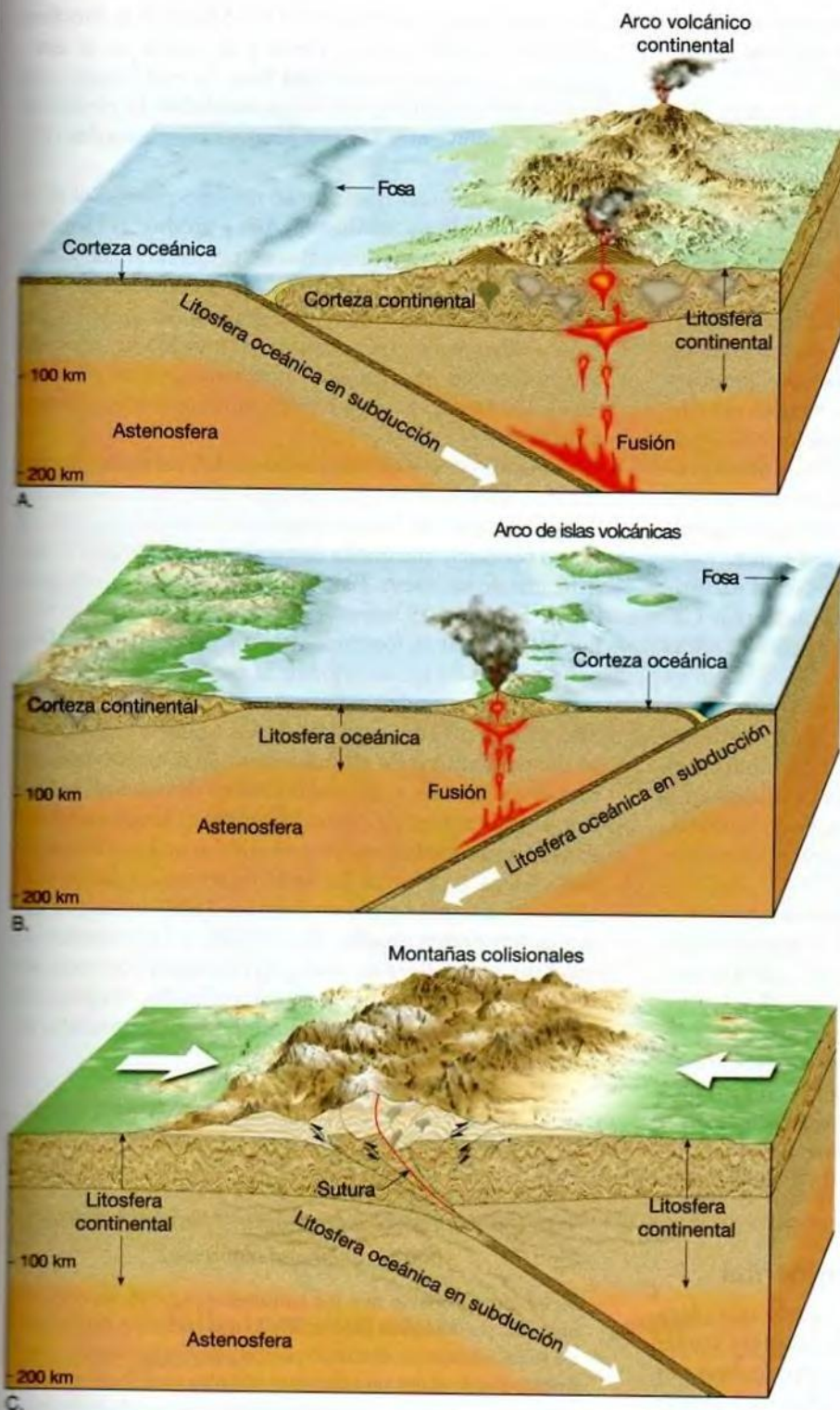
nera gradual hacia la superficie como una estructura en forma de gota. Según el entorno, estos magmas derivados del manto pueden ascender a través de la corteza y provocar una erupción volcánica. Sin embargo, mucha de esta roca fundida nunca alcanza la superficie; antes bien, se solidifica en profundidad 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 suele fundirse y asimila algunas de las rocas de la corteza a través de las que asciende. El resultado es la formación de un magma rico en sílice (SiO_2) con una *composición andesítica*. En ocasiones, cuando los magmas andesíticos alcanzan la superficie, suelen provocar erupciones explosivas, generando grandes columnas de cenizas y gases volcánicos. Un ejemplo clásico de una erupción de este tipo fue la erupción del monte Santa Helena en 1980. Aprenderá más sobre la formación del magma y su influencia en la explosividad de las erupciones volcánicas en los Capítulos 4 y 5.

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

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

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

ma de arco de pequeñas islas volcánicas se denomina **arco de islas volcánicas**, o simplemente **arco de islas** (Figura 2.11B).

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 recientemente*.

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

Convergencia continental-continental

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

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

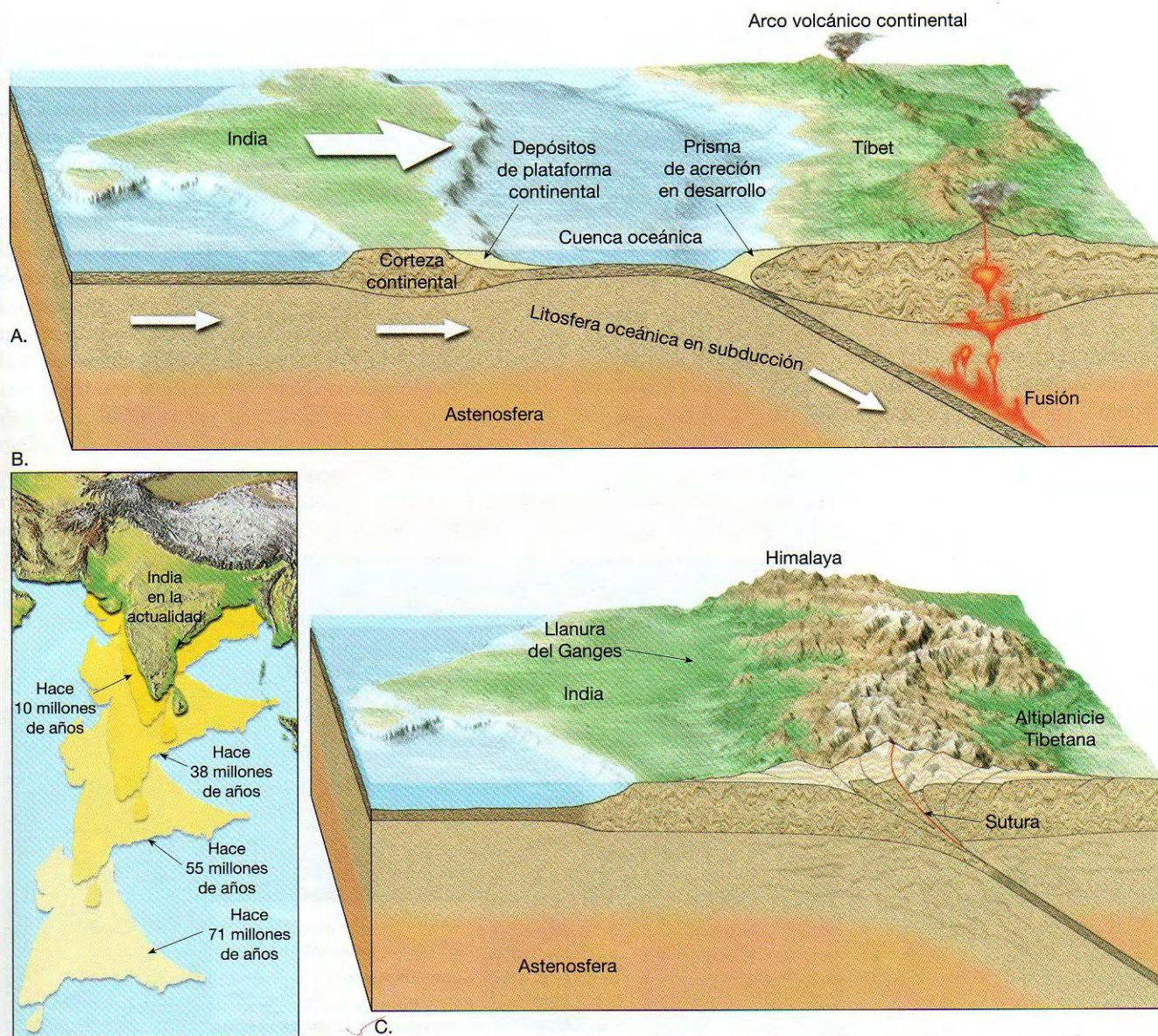
Antes de una colisión continental, las masas de tierra afectadas estaban separadas por una cuenca oceánica. A medida que los bloques continentales convergen, el fondo oceánico que queda entre ellos es subducido debajo de una de las placas. La subducción inicia la fusión parcial de las rocas del manto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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

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

* Para más información sobre estos acontecimientos volcánicos, véase el Capítulo 1.



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

Bordes de falla transformante (bordes pasivos)

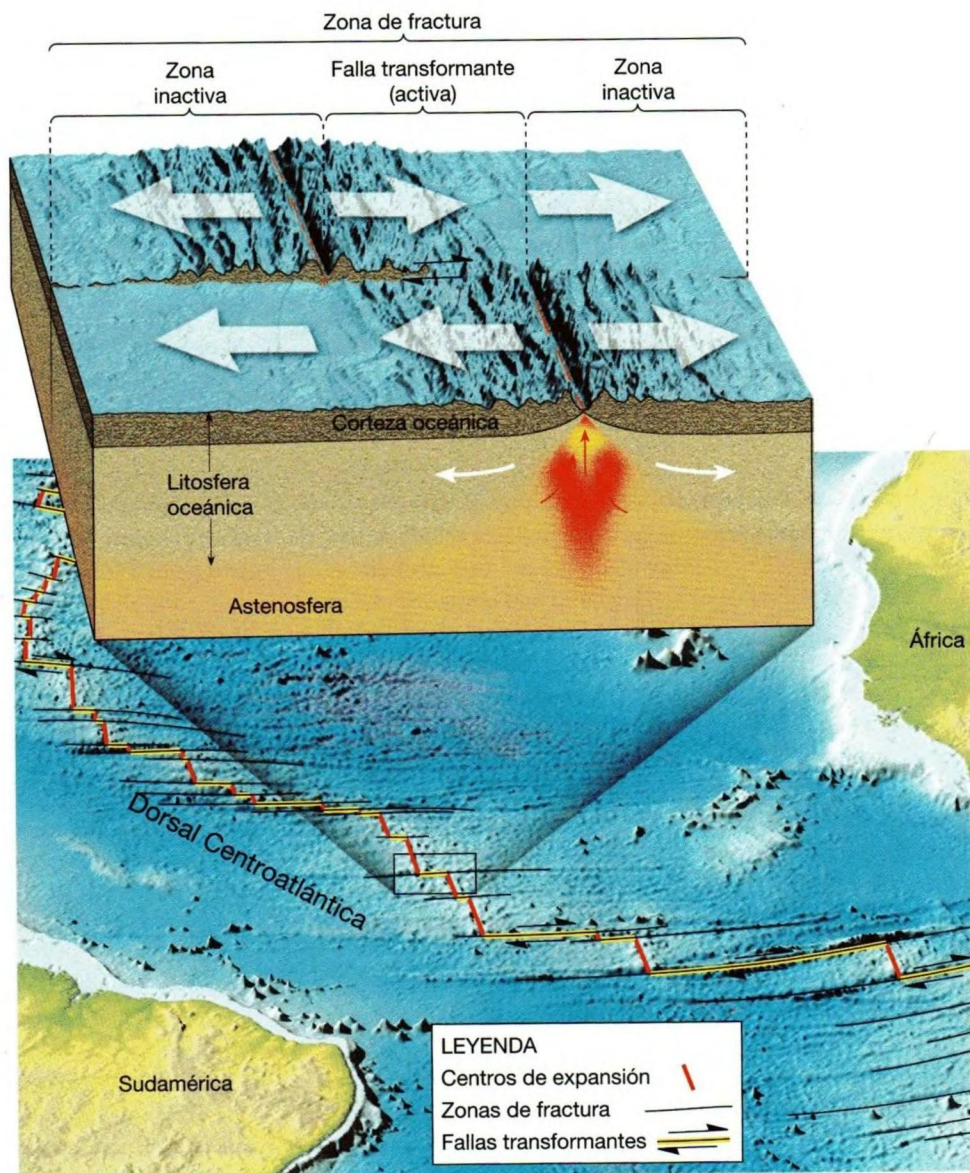


Tectónica de placas ▼ Bordes de falla transformante

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

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



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

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

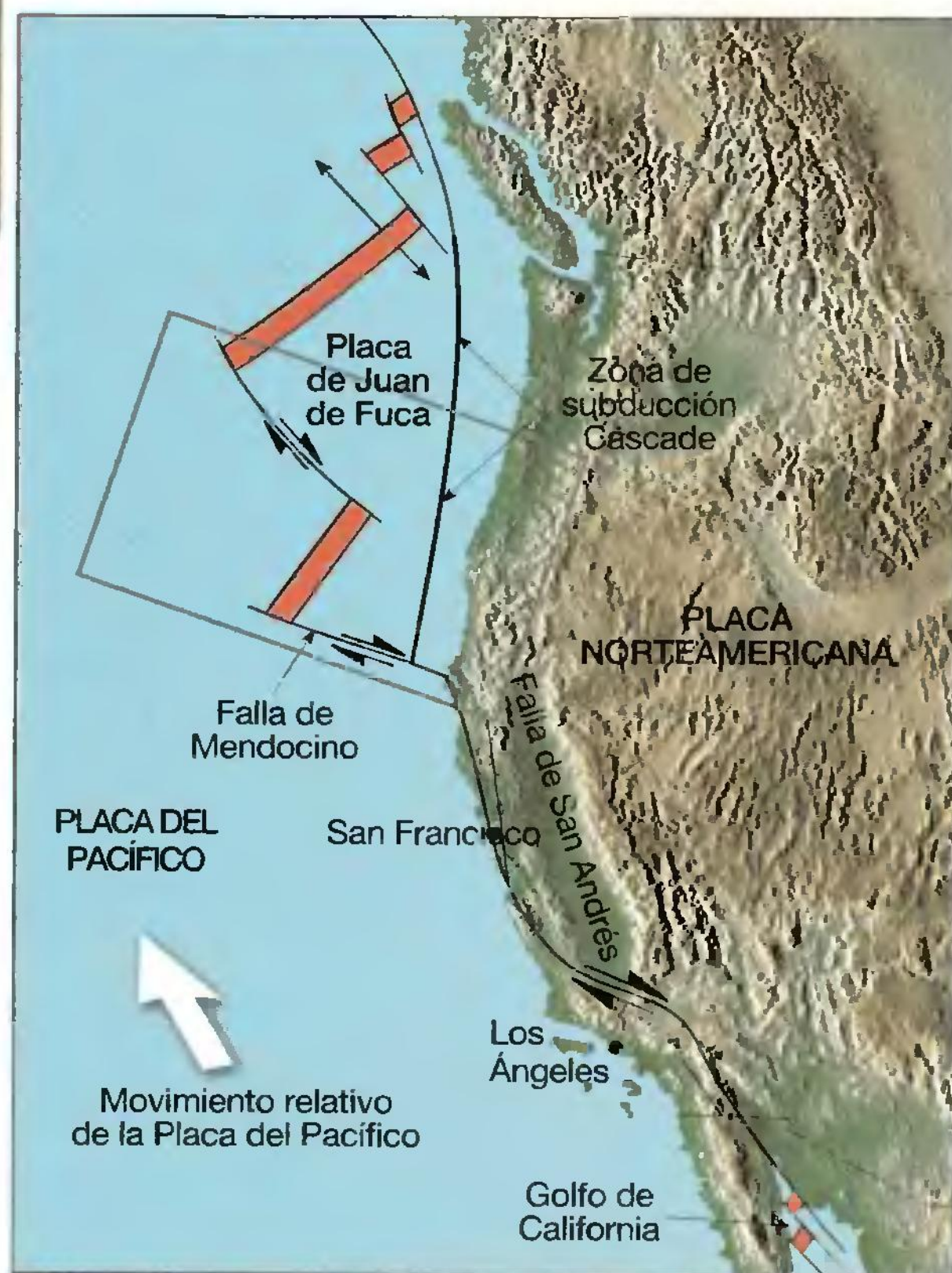
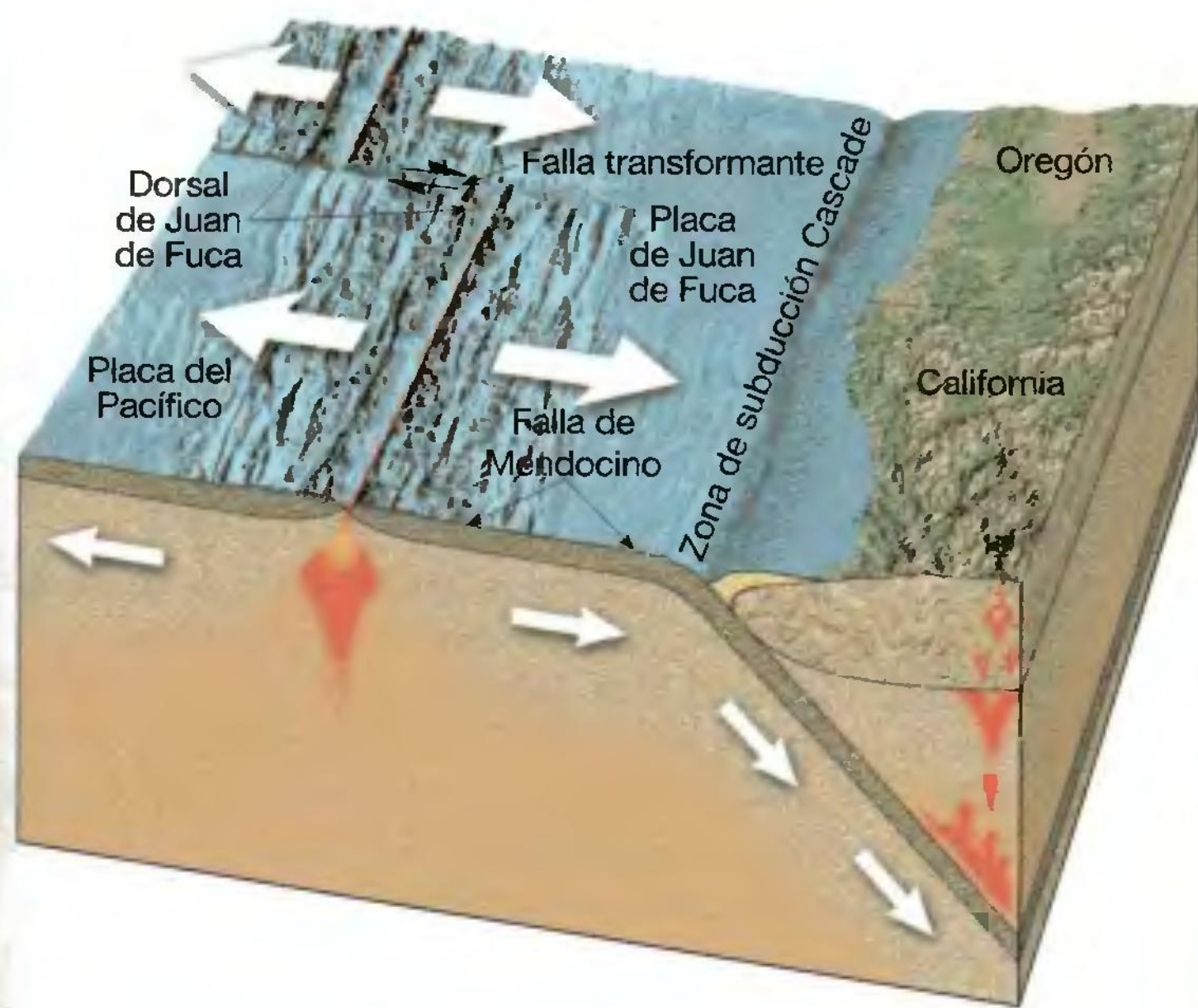
La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de una dorsal centrooceánica (Figura 2.23). Aquí,

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

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

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

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



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

Comprobación del modelo de la tectónica de placas

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

Pruebas procedentes de sondeos oceánicos

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

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

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

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

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

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

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

Puntos calientes y plumas del manto

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

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

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

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

Recuadro 2.4 ► Entender la Tierra

Recogida de muestras del fondo oceánico

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

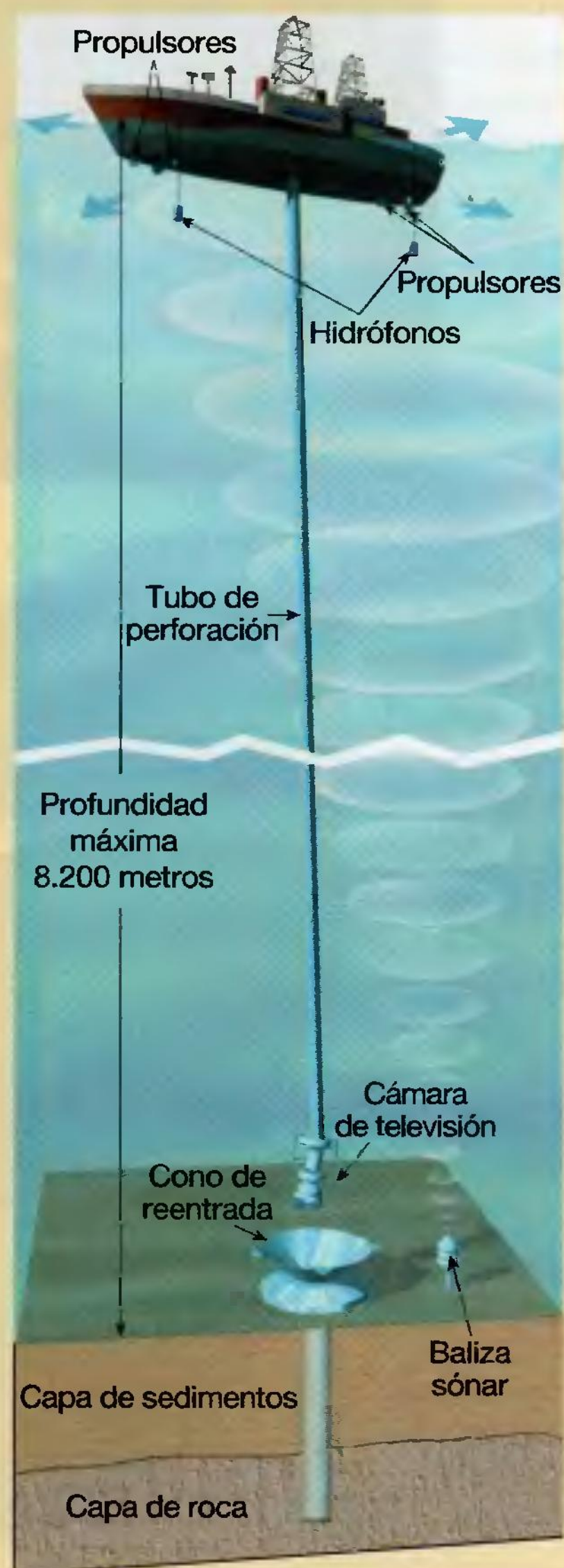
En el *Ocean Drilling Program* (ODP) se utiliza el barco *JOIDES Resolution* para sondear el fondo oceánico y recoger largos cilindros (testigos) de sedimentos y rocas. Las siglas *JOIDES* del nombre del barco significan *Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling* (Unión de instituciones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

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

Desde 1985, el barco ha perforado más de 2.000 sondeos en todo el mundo. El resultado ha sido la recuperación de más de 168.000 metros de testigos que representan millones de años de la historia de la

Tierra. El legado de la perforación oceánica incluye validar el modelo de la tectónica

de placas y rastrear la evolución del clima de la Tierra millones de años atrás.

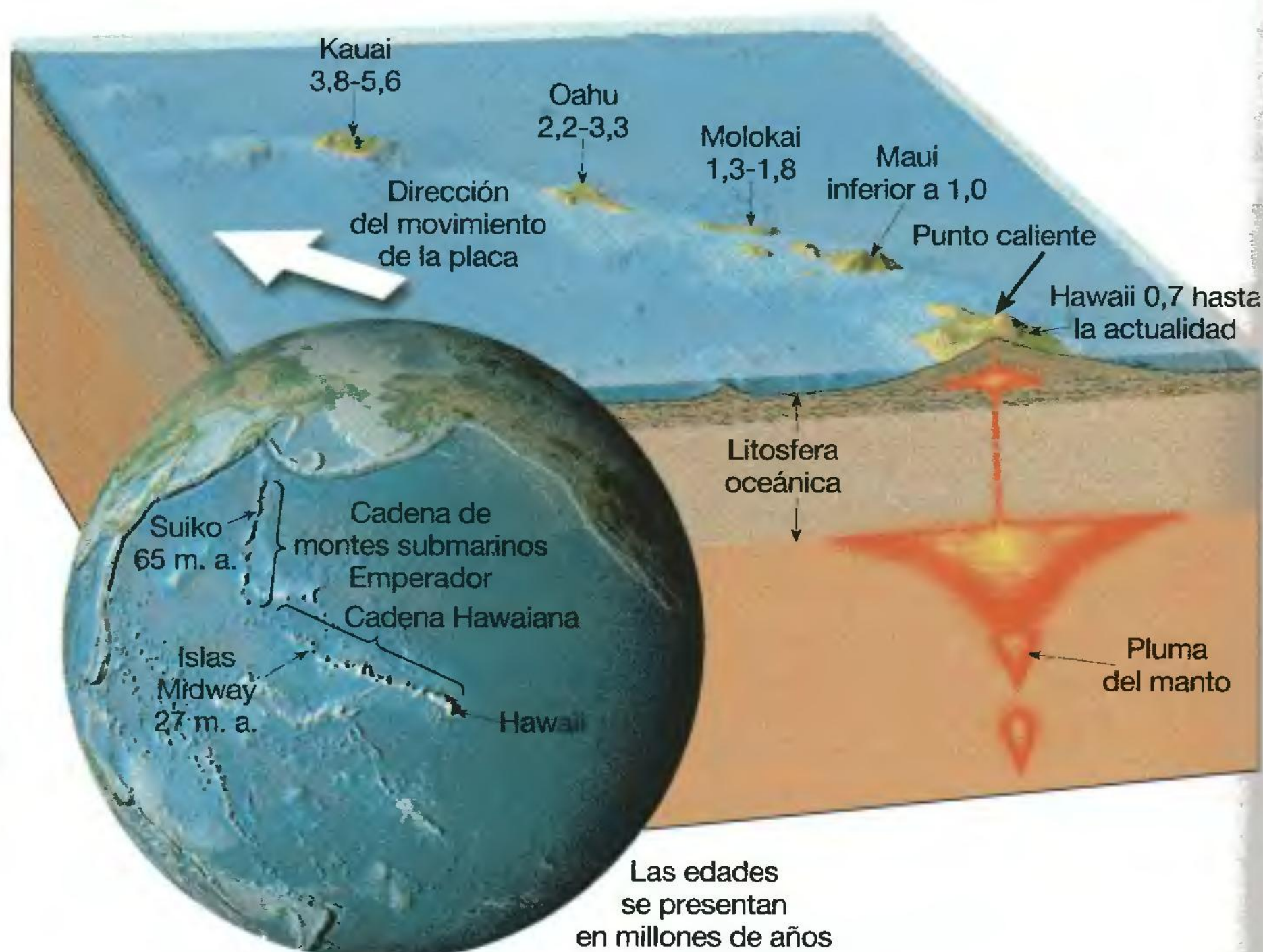


▲ **Figura 2.B** El *JOIDES Resolution* perfora el fondo oceánico y recoge núcleos de sedimentos y rocas para analizarlos. El sistema de posicionamiento dinámico del barco consiste en potentes propulsores (laterales) que le permiten permanecer estacionario sobre el punto de perforación. Los puntos de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

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



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



Los investigadores están de acuerdo en la existencia de una pluma ascendente de material del manto debajo de la isla de Hawaii. A medida que la **pluma de manto ascendente** entra en el ambiente de baja presión de la base de la litosfera, se produce fusión. La manifestación superficial de esa actividad es un **punto caliente**, un área volcánica, con un flujo térmico elevado y un abombamiento de la corteza que tiene unos pocos cientos de kilómetros de anchura. Conforme la placa del Pa-

cífico se movió sobre este punto caliente, se formaron estructuras volcánicas sucesivas. Como se muestra en la Figura 2.26, la edad de cada volcán indica el momento en el que se situó sobre la pluma del manto relativamente estacionaria.

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

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

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

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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

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

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

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

Medición del movimiento de las placas

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

El paleomagnetismo y los movimientos de placas

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

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

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

Medición de las velocidades de las placas desde el espacio

En la actualidad es posible, utilizando la tecnología espacial, medir directamente el movimiento relativo entre placas. Eso se realiza estableciendo periódicamente las localizaciones exactas y, por tanto, la distancia entre dos estaciones de observación situadas en los lados opuestos de un borde de placa. Dos de los métodos utilizados para realizar este cálculo son la *Interferometría basal muy larga* (VLBI, del inglés Very Long Baseline Interferometry) y una técnica de posicionamiento por satélite que utiliza el *Sistema de Posicionamiento Global* (GPS). En el sistema de la *Interferometría basal muy larga* se utilizan grandes radiotelescopios para registrar señales de quásares (objetos casi estelares) muy distantes (Figura 2.27). Los quásares se encuentran a millares de millones de años luz de la Tierra, de modo que actúan como puntos de referencia estacionarios. Las diferencias de milisegundos en los tiempos de llegada de la misma señal a distintos observatorios con dirección a la Tierra propor-



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

cionan una manera de establecer la distancia precisa entre los receptores. La realización de un estudio típico puede tardar un día y obliga a utilizar dos radiotelescopios muy separados que observen quizás una docena de quásares, de 5 a 10 veces cada uno. Este esquema proporciona una estimación de la distancia entre estos observatorios con una precisión de unos 2 centímetros. Repitiendo este experimento más tarde, los investigadores pueden establecer el movimiento relativo de estos lugares. Este método ha sido particularmente útil para establecer los movimientos a gran escala de las placas, como la separación que se está produciendo entre Estados Unidos y Europa.

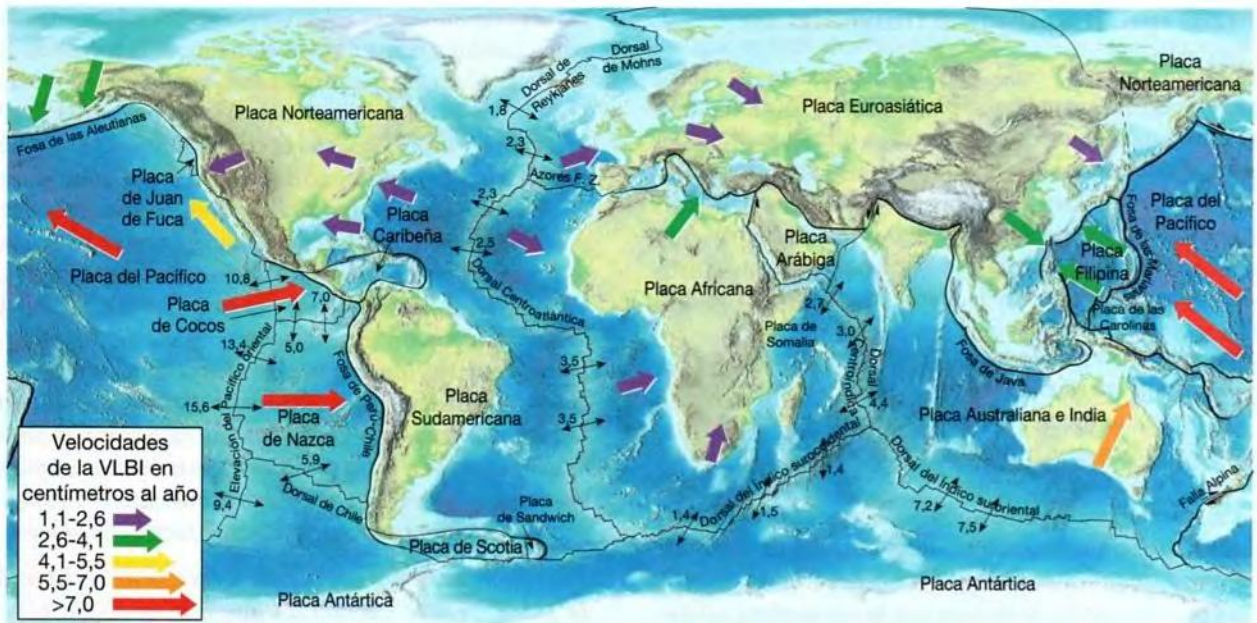
Quizás esté familiarizado con el Sistema de Posicionamiento Global, que es parte del sistema de navegación utilizado en los automóviles para localizar la posición propia y dar direcciones hacia otra localización. En el Sistema de Posicionamiento Global se utilizan numerosos satélites en lugar de una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

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

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Finalizará la tectónica de placas?

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



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

¿Qué impulsa los movimientos de las placas?

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

1. El flujo convectivo del manto rocoso de 2.900 kilómetros de espesor (donde las rocas calientes y flotantes ascienden y el material más frío y denso se hunde) es la fuerza impulsora subyacente que provoca el movimiento de las placas.
2. La convección del manto y la tectónica de placas forman parte del mismo sistema. Las placas oceánicas en subducción conducen la porción fría de la corriente de convección que se mueve hacia abajo, mientras el afloramiento some-

ro de rocas calientes a lo largo de las dorsales oceánicas y las plumas calientes del manto son la rama de flujo ascendente del mecanismo convectivo.

3. Los movimientos lentos de las placas terrestres y el manto son dirigidos, en última instancia, por la distribución desigual del calor en el interior de la Tierra. Además, esta corriente es el mecanismo que transmite el calor del núcleo de la Tierra y lo hace ascender a través del manto.

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

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

Fuerzas que impulsan el movimiento de las placas

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

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

Otra fuerza impulsora importante se denomina **fuerza de empuje de la dorsal** (Figura 2.29). Este mecanismo accionado por la gravedad es consecuencia de la posición elevada de la dorsal oceánica, que hace que las capas de la litosfera se «deslicen» hacia abajo por los flancos de la dorsal. La fuerza de empuje de la dorsal parece contribuir mucho menos a los movimientos de las placas que la fuerza de arrastre de la placa. Nótese que, a pesar de su mayor altura media sobre el fondo oceánico, las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal Centroatlántica son considerablemente inferiores que las velocidades de expansión a lo largo de la dorsal del Pacífico oriental, que es menos empinada (véase Figura 2.28). El hecho de que cuando más del 20 por ciento del perímetro de una placa consta de zonas de subducción, las velo-

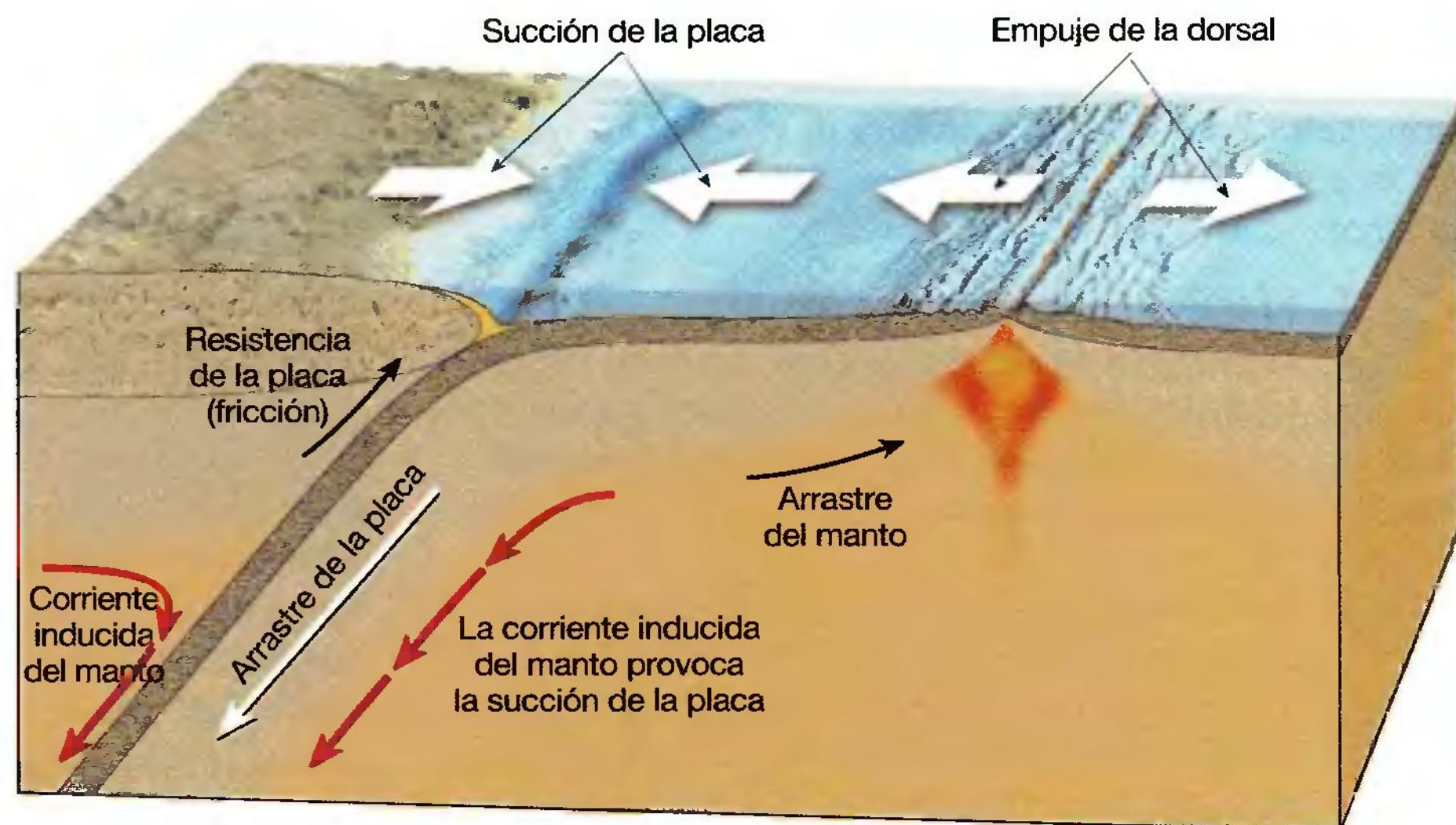
cidades de movimiento de la placa son relativamente rápidas, también respalda la noción de que la fuerza de arrastre de la placa es más importante que la fuerza de empuje de la dorsal. Son ejemplos de ello las placas del Pacífico, de Nazca y de Cocos, todas ellas con velocidades de expansión que superan los 10 centímetros al año.

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

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

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

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



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

Modelos de convección placas-manto

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

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

Estratificación a 660 kilómetros Antes nos hemos referido a la versión del «pastel de capas» de la convección del manto. Como se muestra en la Figura 2.30A, uno de estos modelos estratificados tiene dos zonas de convección: una capa convectiva delgada por encima de los 660 kilómetros y otra gruesa situada debajo. Este modelo ofrece

una explicación satisfactoria de por qué las lavas basálticas que entran en erupción a lo largo de las dorsales oceánicas tienen una composición algo diferente de las lavas que entran en erupción en Hawái como consecuencia de la actividad de los puntos calientes. Los basaltos de la dorsal centrooceánica proceden de la capa convectiva superior, que está bien mezclada, mientras que la pluma del manto que alimenta los volcanes hawaianos utiliza una fuente más profunda, más primitiva, que reside en la capa convectiva inferior.

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

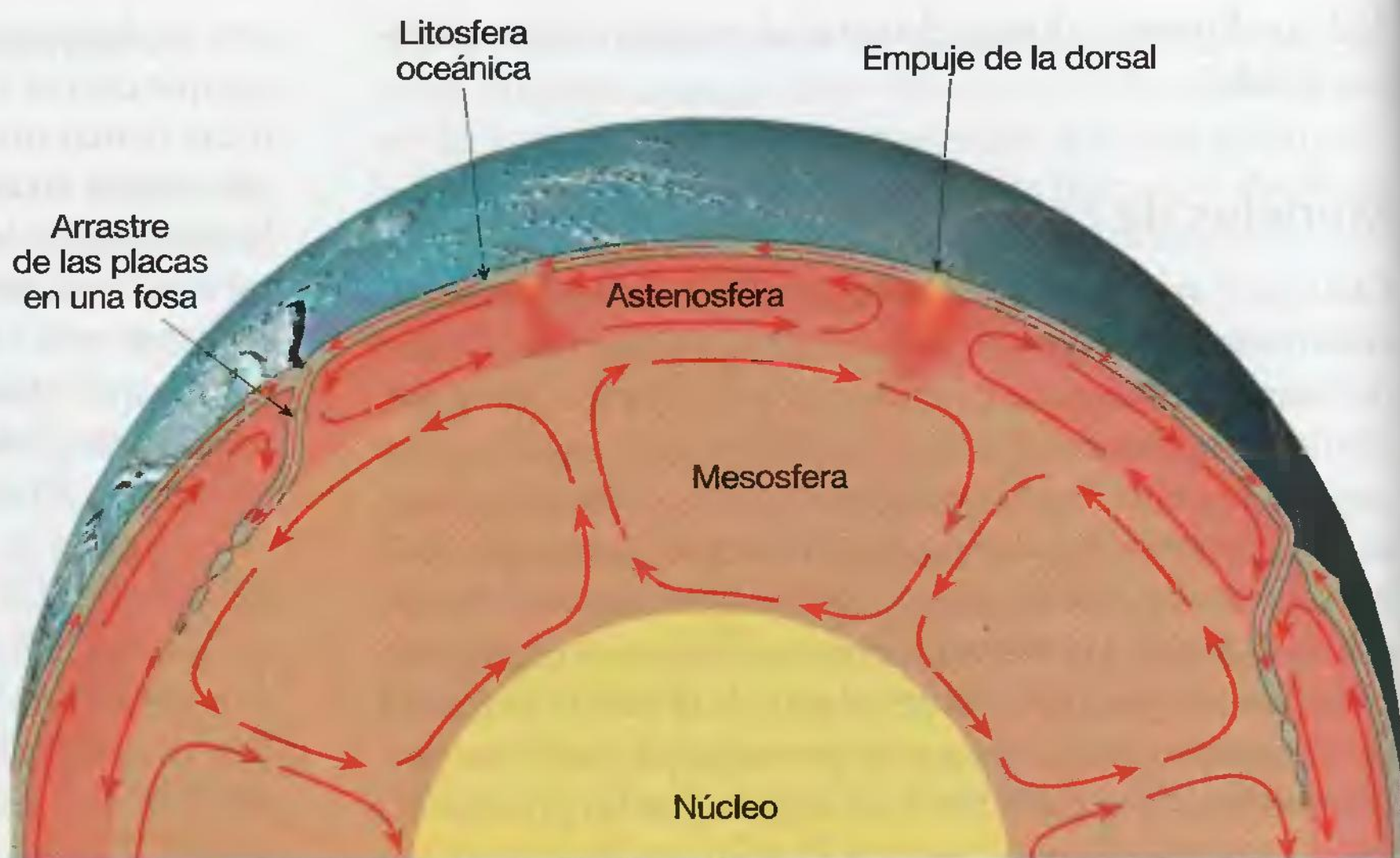
Convección de todo el manto A causa de los problemas que plantea el modelo estratificado, los investigadores empezaron a preferir la convección de todo el manto. En un modelo de convección de todo el manto, las placas de litosfera oceánica fría descienden al manto inferior, agitando así todo el manto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

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

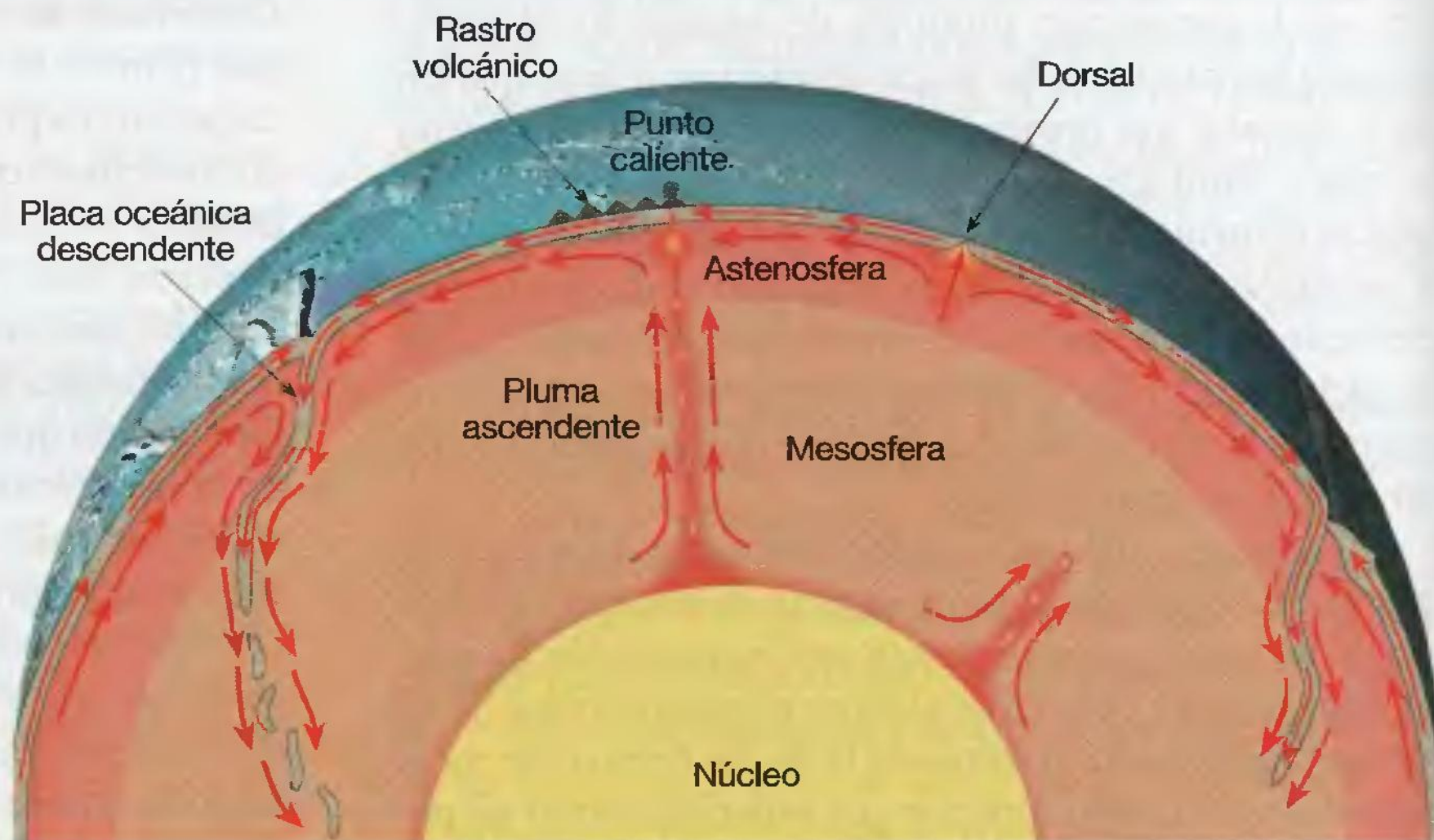
Modelo de capa profunda Una posibilidad que queda es la estratificación más profunda del manto. Se ha descrito un modelo de capa profunda como analogía de una «lámpara de lava» en una localización baja. Como se muestra en la Figura 2.30C, quizás el tercio inferior del manto es como el fluido coloreado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

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

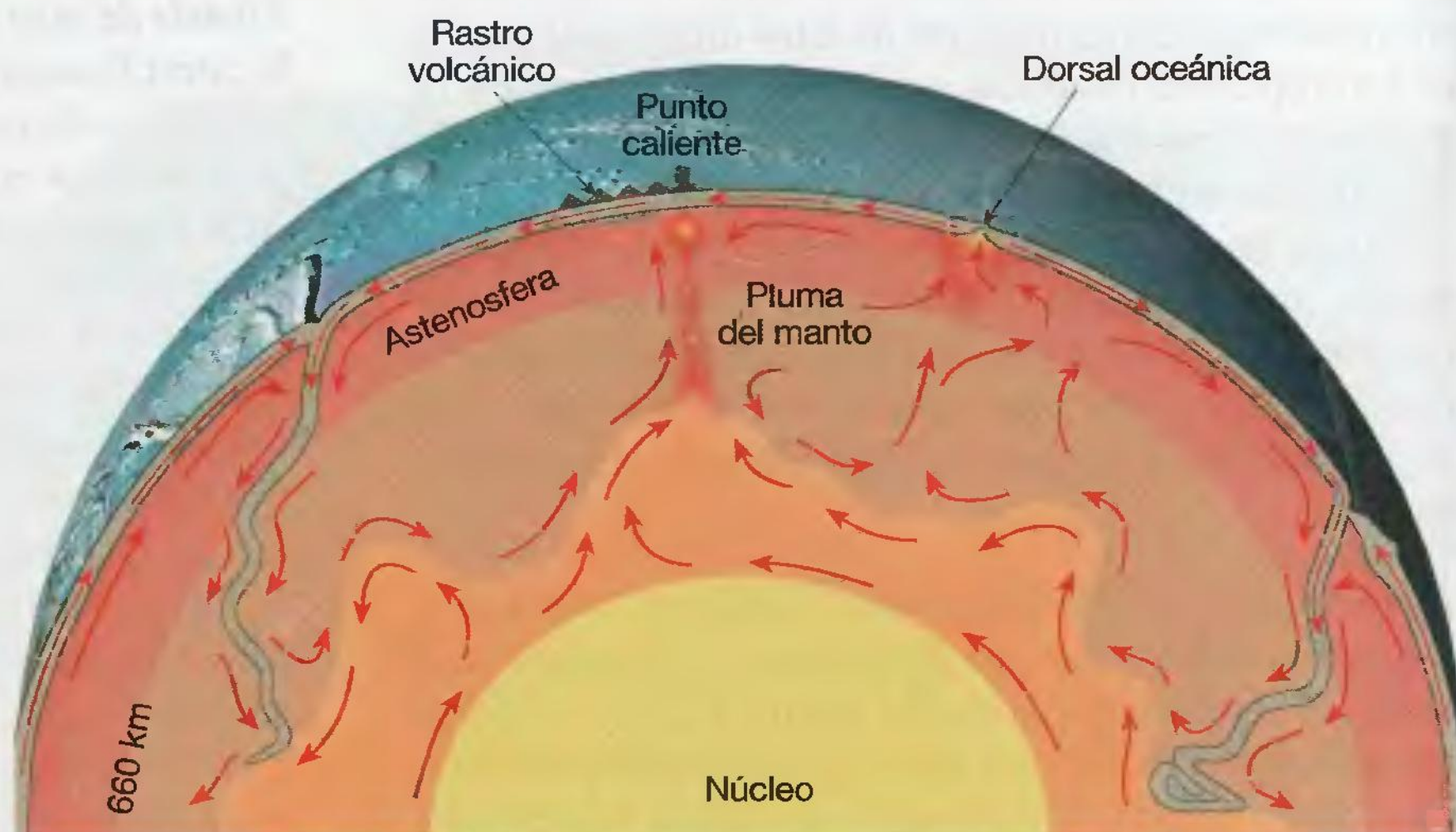
► **Figura 2.30** Modelos propuestos para la convección del manto. A. El modelo que se muestra en esta ilustración consiste en dos niveles de convección: una capa de convección delgada por encima de los 660 kilómetros y otra gruesa por debajo. B. En este modelo de convección de todo el manto, la litosfera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



A. Estratificación a 660 kilómetros



B. Convección de todo el manto



C. Modelo de capa profunda

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

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

La importancia de la teoría de la tectónica de placas

La tectónica de placas es la primera teoría que proporciona una visión exhaustiva de los procesos que produjeron las principales estructuras de la superficie terrestre,

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

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

Resumen

- A principios del siglo XX *Alfred Wegener* estableció la hipótesis de la *deriva continental*. Uno de sus más importantes principios era que un supercontinente denominado *Pangea* empezó a separarse en continentes más pequeños hace unos 200 millones de años. Los fragmentos continentales menores «emigraron» entonces a sus posiciones actuales. Para apoyar la afirmación de que los continentes ahora separados estuvieron unidos en alguna ocasión, Wegener y otros utilizaron el *ajuste entre Sudamérica y África, las evidencias fósiles, los tipos y estructuras rocosas y los climas antiguos*. Una de las principales objeciones a la hipótesis de la deriva continental fue su incapacidad para proporcionar un mecanismo aceptable para el movimiento de los continentes.
- Del estudio del *paleomagnetismo* los investigadores aprendieron que los continentes habían migrado, como proponía Wegener. En 1962, Harry Hess formuló la idea de la *expansión del fondo oceánico*, que establece que se está generando continuamente nuevo fondo oceánico en las dorsales centrooceánicas y que

el fondo oceánico antiguo y denso se consume en las fosas submarinas. El descubrimiento de franjas alternas de magnetismo de intensidad alta y baja, que son paralelas a las crestas de las dorsales, proporcionaron apoyo a la teoría de la expansión del fondo oceánico.

- En 1968, la deriva continental y la expansión del fondo oceánico se unieron en una teoría mucho más completa conocida como *tectónica de placas*. Según la tectónica de placas, la capa externa rígida de la tierra (*litosfera*) se encuentra por encima de una región más débil, denominada *astenosfera*. Además, la litosfera está dividida en siete grandes fragmentos y otros más pequeños, denominados *placas*, que están en movimiento y cambiando continuamente de forma y tamaño. Las placas se mueven como unidades relativamente coherentes y se deforman fundamentalmente a lo largo de sus bordes.
- Los *bordes de placa divergentes* aparecen donde las placas se separan, provocando el ascenso de material desde el manto para crear nuevo fondo oceánico. La ma-

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

- Los *bordes de placa convergentes* aparecen donde las placas colisionan, provocando la subducción (consumo) de la litosfera oceánica en el manto a lo largo de una fosa submarina. La convergencia entre un bloque oceánico y uno continental provoca la subducción de la placa oceánica y la formación de un *arco volcánico continental* como el de los Andes de Sudamérica. La convergencia océano-océano produce una cadena en forma de arco de islas volcánicas denominada *arco de islas volcánicas*. Cuando dos placas que transportan corteza continental convergen, las dos placas tienen demasiada capacidad de flotación como para subducir. El resultado es una «colisión» que provoca la formación de una cadena montañosa como la del Himalaya.
- Los *bordes (pasivos) de falla transformante* se localizan donde las placas se desplazan una con respecto a la otra sin producción ni destrucción de litosfera. La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de dorsal Oceánica. Otras conectan centros de expansión con zonas de subducción y facilitan así el transporte de la corteza oceánica creada en la cresta de una dorsal a su lugar de destrucción, una fosa subma-

rina. Aún otras, como la falla de San Andrés, atraviesan la corteza continental.

- La teoría de la tectónica de placas se ve apoyada por: (1) la distribución global de los *terremotos* y su estrecha asociación con los bordes de placa; (2) la edad y el grosor de los *sedimentos* de los fondos de las cuencas submarinas, y (3) la existencia de cadenas de islas que se formaron sobre *puntos calientes* y proporcionaron un entramado de referencia para trazar la dirección del movimiento de las placas.
- En la actualidad se están evaluando tres modelos básicos para la convección del manto. Los mecanismos que contribuyen al flujo convectivo son la fuerza de arrastre de la placa, la fuerza de empuje de la dorsal y las plumas del manto. La *fuerza de arrastre de la placa* se produce cuando la litosfera oceánica fría y densa es subducida y tira de la litosfera. La *fuerza de empuje de la dorsal* tiene lugar cuando la gravedad pone en movimiento las placas elevadas a ambos lados de las dorsales oceánicas. Las *plumas del manto*, calientes y flotantes, son consideradas las ramas de corriente ascendente de la convección del manto. Un modelo sugiere que la convección del manto se produce en dos capas separadas a una profundidad de 660 kilómetros. Otro modelo propone una convección de todo el manto que afectaría a todo el manto rocoso de 2.900 kilómetros de grosor. Y un último modelo sugiere que el tercio inferior del manto se abomba de manera gradual hacia arriba en algunas zonas y se hunde en otras sin una mezcla apreciable.

Preguntas de repaso

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

está produciendo expansión activa del fondo oceánico en la actualidad?

10. Describa cómo Fred Vine y D. H. Matthews relacionaron la hipótesis de la expansión del fondo oceánico con las inversiones magnéticas.
11. ¿Dónde se forma la litosfera? ¿Dónde se consume? ¿Por qué la litosfera debe producirse aproximadamente a la misma velocidad que se destruye?
12. ¿Por qué es subducida la porción oceánica de una placa litosférica, mientras que no lo es la porción continental?
13. Describa brevemente cómo se formaron las montañas del Himalaya.
14. Distinga entre fallas transformantes y los otros dos tipos de bordes de placa.
15. Algunas personas predicen que California se hundirá en el océano. ¿Esta idea es compatible con el concepto de la tectónica de placas?

16. ¿Qué edad tienen los sedimentos más antiguos recuperados mediante la perforación submarina? ¿Cómo se comparan las edades de estos sedimentos con las edades de las rocas continentales más antiguas?
17. Aplicando la idea de que los puntos calientes permanecen fijos, ¿en qué dirección se estaba moviendo la placa del Pacífico mientras los montes Emperador se estaban formando? (véase Figura 2.26, pág. 66) ¿Y mientras se formaban las islas Hawaii?
18. ¿Con qué tipo de borde de placa están asociados los siguientes lugares o estructuras?: Himalaya, islas Aleutianas, mar Rojo, Andes, falla de San Andrés, Islandia, Japón, monte de Santa Helena.
19. Describa brevemente los tres modelos propuestos para la convección manto-placa. ¿Qué falta en cada uno de estos modelos?

Términos fundamentales

arco de islas
arco de islas volcánicas
arco volcánico continental
arrastré de placas
astenosfera
borde convergente
borde transformante
(borde pasivo)
borde divergente
centro de expansión
deriva continental

escala de tiempo
magnético
expansión del fondo
oceánico
fosa submarina
fuerza de arrastre del
manto
fuerza de empuje de la
dorsal
fusión parcial

inversión geomagnética
litosfera
magnetismo remanente
magnetómetro
paleomagnetismo
Pangea
placa
pluma del manto
polaridad invertida
polaridad normal

punto caliente
punto de Curie
resistencia de la placa
rift o valle de rift
sistema de dorsales
oceánicas
succión de la placa
tectónica de placas
zona de subducción
zona de fractura

Recursos de la web



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

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

<http://www.librosite.net/tarbuck>