

El interior de la Tierra

Sondeo del interior de la Tierra

Naturaleza de las ondas sísmicas

Ondas sísmicas y estructura de la Tierra

Capas definidas por su composición

Capas definidas por sus propiedades físicas

Descubrimiento de los límites principales de la Tierra

Discontinuidad de Mohorovicic

Límite núcleo-manto

Descubrimiento del núcleo interno

La corteza

El manto

El núcleo

Densidad y composición

Origen

El campo magnético terrestre

La máquina térmica del interior de la Tierra

Flujo de calor en la corteza

Convección del manto

El interior de la Tierra está justo debajo de nosotros. Sin embargo, el acceso directo a él continúa siendo muy limitado. Los sondeos perforados en la corteza en busca de petróleo, gas y otros recursos naturales sólo alcanzan los últimos 7 kilómetros, una minúscula fracción del radio de la Tierra, que comprende 6.370 kilómetros. Incluso el sondeo de Kola, un pozo de investigación superprofundo, localizado en un punto remoto del norte de Rusia, sólo ha penetrado 12,3 kilómetros. Aunque la actividad volcánica se considera una ventana al interior de la Tierra, porque hace ascender los materiales desde abajo, permite sólo una ojeada a los 200 kilómetros más externos de nuestro planeta.

Afortunadamente los geólogos han aprendido mucho sobre la composición y la estructura de la Tierra a través de modelos de computador, por medio de experimentos de laboratorio a altas presiones y de muestras del Sistema Solar (meteoritos) que chocan con la Tierra. Además, se han obtenido muchas pistas de las condiciones físicas reinantes en el interior de nuestro planeta a través del estudio de las ondas sísmicas generadas por los terremotos y las explosiones nucleares. Cuando dichas ondas atraviesan la Tierra, llevan información a la superficie sobre los materiales que atravesaron. Por consiguiente, cuando se analizan con detenimiento, los registros sísmicos proporcionan una imagen «de rayos X» del interior de la Tierra.

Sondeo del interior de la Tierra

Mucho de lo que sabemos sobre el interior de nuestro planeta procede del estudio de las ondas sísmicas que cruzan la Tierra. Dicho con sencillez, la técnica consiste en la determinación precisa del tiempo que las ondas P (*compresivas*) y S (*cizalla*) necesitan para desplazarse desde un terremoto o explosión nuclear hasta una estación sísmográfica. Dado que el tiempo necesario para que las ondas P y S viajen a través de la Tierra depende de las propiedades de los materiales que cruzan, los sismólogos buscan variaciones relacionadas con el tiempo de desplazamiento que no puedan explicarse únicamente por diferencias en las distancias recorridas. Esas variaciones corresponden a cambios en las propiedades de los materiales atravesados.

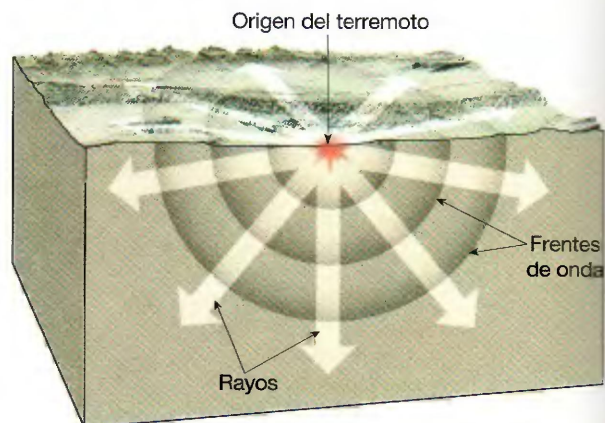
Un problema importante radica en que, para la obtención de tiempos de desplazamiento precisos, los sismólogos deben establecer la localización y el momento precisos de producción de un terremoto. Esto suele ser una tarea difícil, porque la mayoría de los terremotos se produce en zonas remotas. Por el contrario, el tiempo y la localización exactos de un ensayo nuclear siempre se conocen con exactitud. Pese a las limitaciones de estudiar las ondas sísmicas generadas por los terremotos, los sismólogos de la primera mitad del siglo XX fueron capaces de utilizarlas para detectar las principales capas de la Tierra. No

fué hasta principios de los años 60, cuando las pruebas nucleares estaban en su apogeo y se desplegaron redes consistentes en centenares de sismógrafos muy sensibles, cuando se establecieron con certeza las estructuras más finas del interior de la Tierra.

Naturaleza de las ondas sísmicas

Para examinar la composición y la estructura de la Tierra, primero debemos estudiar algunas de las propiedades básicas de la transmisión de las ondas, o *propagación*. Como se indicó en el Capítulo 11, la energía sísmica viaja desde su origen en todas las direcciones en forma de ondas. (Con fines descriptivos, la práctica común es considerar el camino seguido por estas ondas como *rayos*, o líneas trazadas en perpendicular al frente de la onda, como se muestra en la Figura 12.1.) Entre las características significativas de las ondas sísmicas se cuentan:

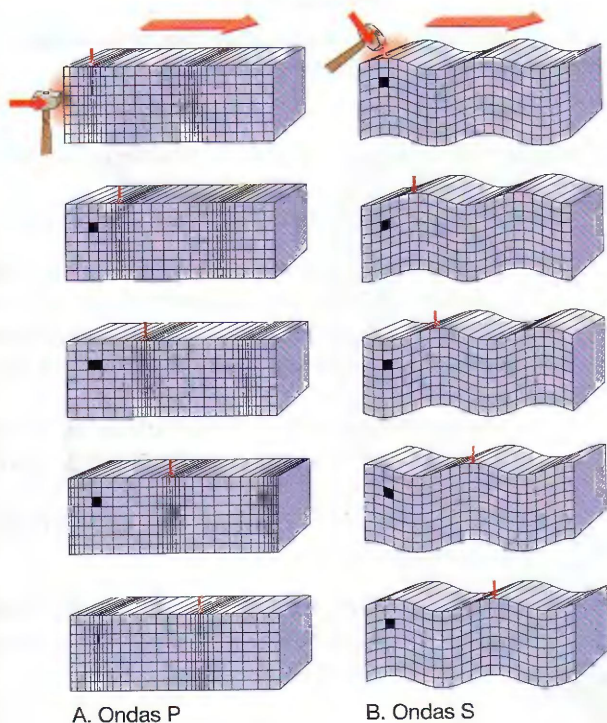
1. La velocidad de las ondas sísmicas depende de la densidad y la elasticidad de los materiales que atraviesan. Las ondas sísmicas viajan más deprisa en los materiales rígidos, que retornan elásticamente a sus formas originales cuando cesa el esfuerzo causado por una onda sísmica. Por ejemplo, una roca cristalina transmite las ondas sísmicas más deprisa que una capa de lodo no consolidada.
2. Dentro de una capa determinada, la velocidad de las ondas sísmicas aumenta generalmente con la profundidad, porque la presión aumenta y comprime la roca transformándola en un material elástico más compacto.
3. Las ondas compresivas (ondas P), que vibran hacia atrás y hacia delante en el mismo plano que



▲ **Figura 12.1** La energía sísmica viaja en todas las direcciones desde el origen de un terremoto (foco). La energía puede representarse en forma de frentes de onda en expansión o de rayos perpendiculares a los frentes de onda.

su dirección de movimiento, son capaces de propagarse a través de líquidos, así como de sólidos, porque, cuando están comprimidos, esos materiales se comportan elásticamente, es decir, se oponen a un cambio de volumen y, como una tira de goma, vuelven a su forma original cuando pasa la onda (Figura 12.2A).

- Las ondas de cizalla (ondas S), que vibran en ángulo recto con respecto a su dirección de desplazamiento, no pueden propagarse a través de los líquidos, porque, a diferencia de los sólidos, los líquidos no se oponen a la cizalla (Figura 12.2B). Es decir, cuando los líquidos son sometidos a fuerzas que actúan para cambiar sus formas, simplemente fluyen.
- En todos los materiales, las ondas P viajan más deprisa que las ondas S.



▲ **Figura 12.2** Transmisión de las ondas P y las ondas S a través de un sólido. **A.** El paso de las ondas P hace que el material experimente compresiones y expansiones alternas. **B.** El paso de las ondas S produce un cambio de forma sin modificar el volumen del material. Dado que los líquidos se comportan elásticamente cuando son comprimidos (recuperan su forma original cuando cesa el esfuerzo), transmitirán las ondas P. Sin embargo, ya que los líquidos no permiten los cambios de forma, las ondas S no se pueden transmitir a través de los líquidos. (Tomado de O. M. Phillips, *The Heart of the Earth*, San Francisco, Freeman, Cooper y Co., 1968.)

- Cuando las ondas sísmicas pasan de un material a otro, la trayectoria de la onda se refracta*. Además, la **discontinuidad** (el límite entre los dos materiales diferentes) refleja algo de la energía. Esto es similar a lo que ocurre a la luz cuando pasa del aire al agua.

Por tanto, dependiendo de la naturaleza de las capas a través de las cuales pasen, las ondas sísmicas van más rápidas o más lentas, y pueden refractarse o reflejarse. Estos cambios medibles en los movimientos de las ondas sísmicas permiten a los sismólogos sondear el interior de la Tierra.

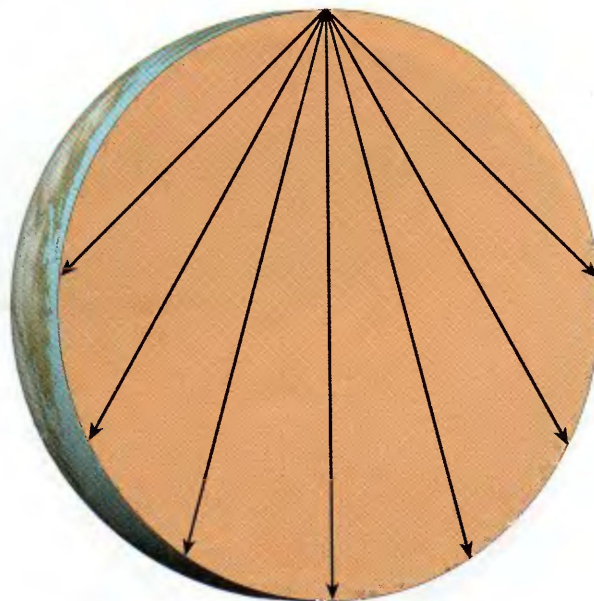
Ondas sísmicas y estructura de la Tierra



El interior de la Tierra

▼ Ondas sísmicas y estructura de la Tierra

Si la Tierra fuera un cuerpo perfectamente homogéneo, las ondas sísmicas se propagarían a través de él en todas las direcciones, como se muestra en la Figura 12.3. Esas ondas sísmicas viajarían en línea recta a una velocidad constante. Sin embargo, esto no es así en el caso de la Tierra. De hecho, ocurre que las ondas sísmicas que llegan a los sismógrafos localizados en los puntos más alejados de un terremoto viajan a velocidades medias mayores que las



▲ **Figura 12.3** Las ondas sísmicas viajarían en línea recta a través de un planeta hipotético con propiedades uniformes y a velocidades constantes. Compárese con la Figura 12.4.

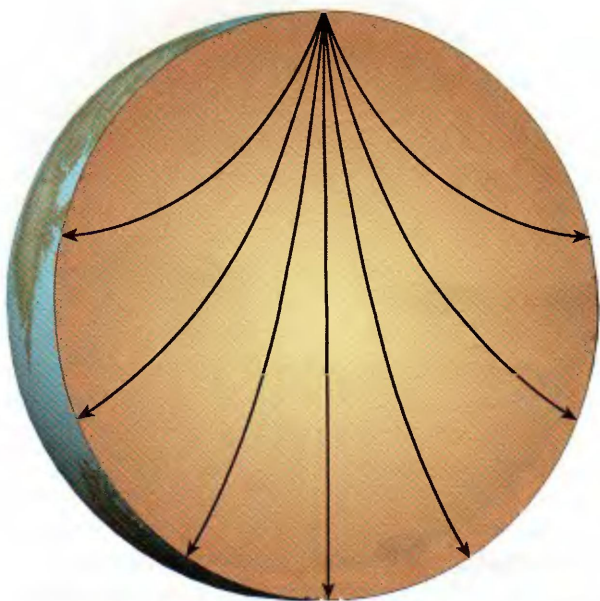
* Se produce refracción siempre que el rayo no se desplace perpendicularmente al límite entre dos medios.

que se registran en localizaciones más próximas al acontecimiento. Este incremento general de la velocidad con la profundidad es una consecuencia del aumento de presión, que potencia las propiedades elásticas de las rocas profundamente enterradas. Como consecuencia, los caminos seguidos por los rayos sísmicos a través de la Tierra se refractan de la manera mostrada en la Figura 12.4.

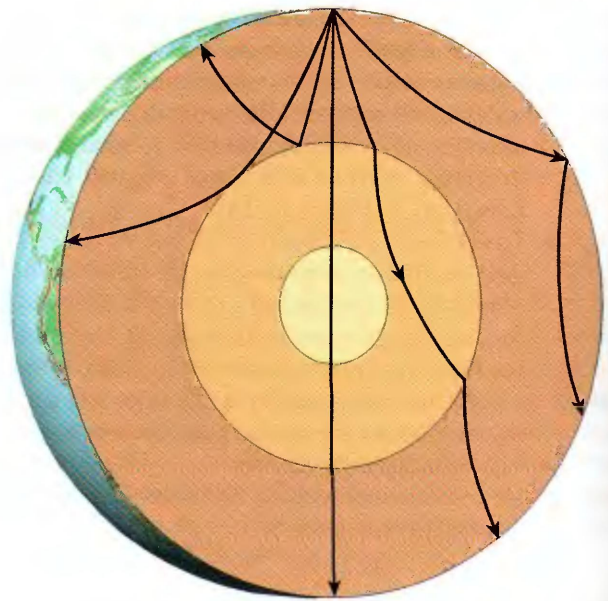
Cuando se desarrollaron sismógrafos más sensibles, resultó más evidente que, además de cambios graduales en las velocidades de las ondas sísmicas, también se producen cambios de velocidad bastante abruptos a profundidades concretas. Dado que estas discontinuidades se detectaron en todo el mundo, los sismólogos llegaron a la conclusión de que la Tierra debía estar compuesta por distintas capas con propiedades mecánicas o composicionales, o ambas cosas, variables (Figura 12.5).

Capas definidas por su composición

La separación en capas de distinta composición se produjo probablemente por la estratificación por densidades que tuvo lugar durante el período de fusión parcial de las primeras etapas de la historia de la Tierra. Durante este período, los elementos más pesados, principalmente el hierro y el níquel, se fueron hundiendo a medida que los componentes rocosos más ligeros flotaban hacia arriba. Esta segregación del material sigue ocurriendo todavía, pero a un ritmo mucho más reducido. Debido a esta diferenciación química, el interior de la Tierra no es homogéneo. Antes bien, consiste en tres regiones principales



▲ **Figura 12.4** Trayectorias de las ondas a través de un planeta donde la velocidad aumenta con la profundidad.



▲ **Figura 12.5** Unas pocas de las muchas trayectorias posibles que los rayos sísmicos siguen a través de la Tierra.

que tienen composiciones químicas notablemente diferentes (Figura 12.6).

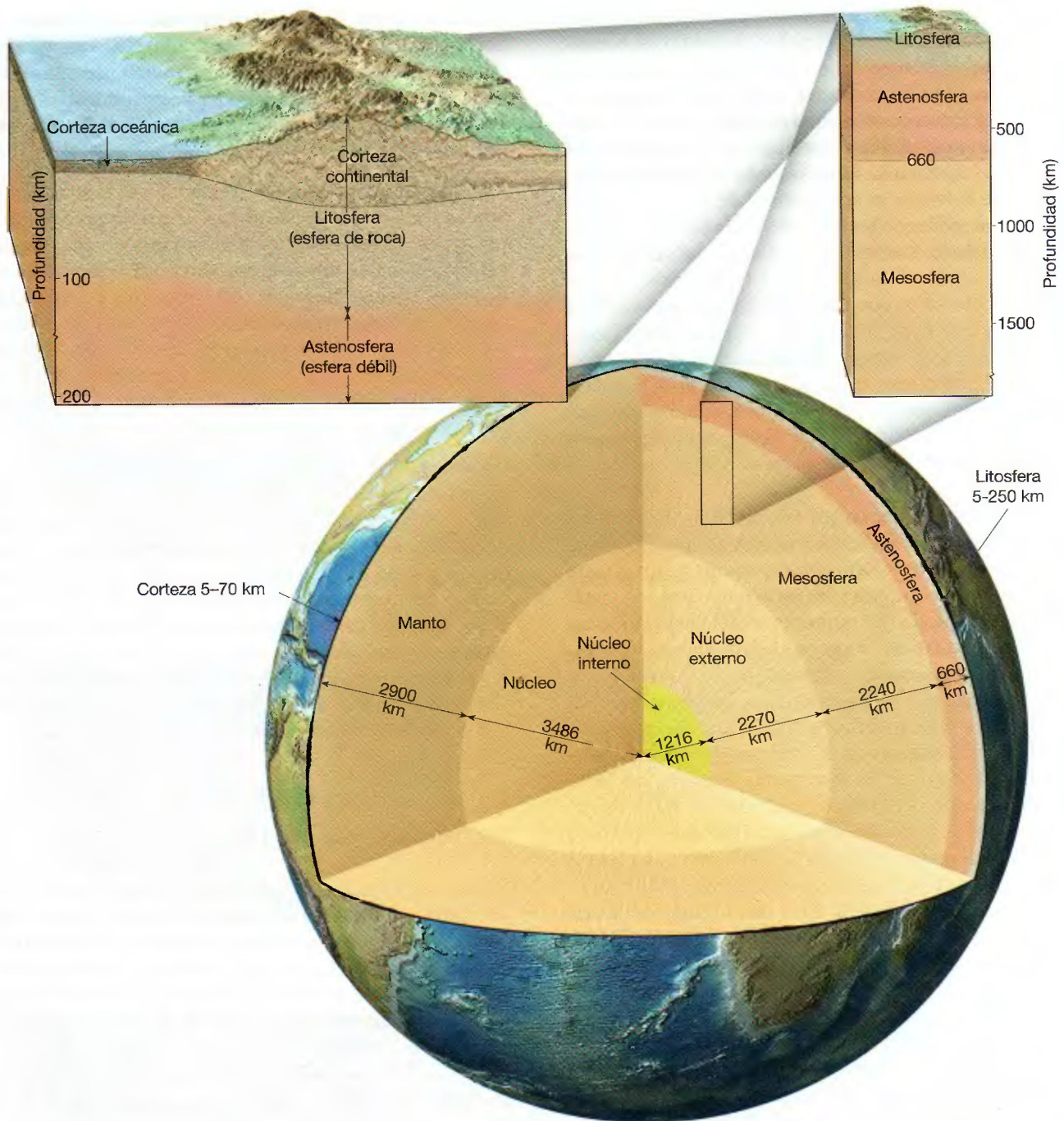
Las principales capas que componen la Tierra son:

- la **corteza**, capa externa comparativamente fina cuyo grosor oscila entre 3 kilómetros, en las cordilleras oceánicas, y 70 kilómetros, en algunos cinturones montañosos como los Andes y el Himalaya;
- el **manto**, una capa de roca sólida (rica en sílice) que se extiende hasta una profundidad de unos 2.900 kilómetros;
- el **núcleo**, una esfera rica en hierro con un radio de 3.486 kilómetros.

Consideraremos la composición y la estructura de estas divisiones principales del interior de la Tierra en una sección posterior de este capítulo.

Capas definidas por sus propiedades físicas

El interior de la Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad. Los cálculos sitúan la temperatura a una profundidad de 100 kilómetros entre los 1.200 °C y los 1.400 °C, mientras que la temperatura del centro de la Tierra supera los 6.700 °C. Está claro que el interior de la Tierra ha retenido gran parte de la energía adquirida durante los años en que se formó, a pesar de que el calor fluye de manera continua hacia la superficie, donde se pierde en el es-



▲ **Figura 12.6** Vistas de la estructura estratificada de la Tierra. El lado izquierdo de la sección transversal principal muestra que el interior de la Tierra se divide en tres capas diferentes según las diferencias composicionales: la corteza, el manto y el núcleo. El lado derecho de la sección transversal del globo representa las cinco principales capas del interior de la Tierra según sus propiedades físicas y, por tanto, su resistencia mecánica: la litosfera, la astenosfera, la mesosfera, el núcleo externo y el núcleo interno. Los diagramas en bloque encima de la sección transversal del globo muestran una vista ampliada de la porción superior del interior de la Tierra.

pacio. El aumento de la presión con la profundidad provoca un incremento correspondiente de la densidad de las rocas.

El aumento gradual de la temperatura y la presión con la profundidad afecta las propiedades físicas y, por tan-

to, el comportamiento mecánico de los materiales terrestres. Cuando se calienta una sustancia, sus enlaces químicos se debilitan y su resistencia mecánica (resistencia a la deformación) se reduce. Si la temperatura supera el pun-

to de fusión de un material terrestre, los enlaces químicos del material se rompen y se produce la fusión. Si la temperatura fuera el único factor que determina si una sustancia se funde, nuestro planeta sería una esfera fundida cubierta por una corteza externa delgada y sólida. Sin embargo, la presión también aumenta con la profundidad y tiende a incrementar la resistencia de las rocas. Además, puesto que la fusión va acompañada de un aumento del volumen, se produce a temperaturas más elevadas en profundidad debido a la mayor presión de confinamiento. Por tanto, según el entorno físico (temperatura y presión), un material terrestre particular puede comportarse como un sólido frágil, deformarse como la masilla o incluso fundirse y convertirse en líquido.

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

Litosfera y astenosfera Según sus propiedades físicas, la capa más externa de la Tierra está formada por la corteza y el manto superior y forma un caparazón relativamente frío y rígido. Aunque esta capa está compuesta por materiales con composiciones químicas notablemente diferentes, tiende a actuar como una unidad que exhibe un comportamiento rígido, principalmente porque es fría y, por tanto, fuerte. Esta capa, denominada **litosfera** (*esfera de roca*), tiene un grosor medio de 100 kilómetros, pero puede extenderse 250 kilómetros o más por debajo de las porciones más antiguas de los continentes (Figura 12.6). Dentro de las cuencas oceánicas, la profundidad de la litosfera es de sólo unos pocos kilómetros debajo de las dorsales oceánicas y aumenta hasta casi 100 kilómetros en las regiones de la corteza oceánica más antiguas y más frías.

Debajo de la litosfera, en el manto superior (a una profundidad de unos 660 kilómetros), se extiende una capa blanda, relativamente débil, conocida como **astenosfera** (*esfera débil*). En la parte superior de la astenosfera se dan unas condiciones de temperatura/presión que provocan una pequeña cantidad de fusión. Dentro de esta zona de debilidad, la litosfera está mecánicamente despegada de la capa inferior. El resultado es que la litosfera puede moverse con independencia de la astenosfera, un tema que consideraremos en el próximo capítulo.

Es importante destacar que la resistencia de los diversos materiales terrestres es en función de su composición, así como de la temperatura y la presión de su entorno. No debe sacarse la idea de que toda la litosfera se comporta como un sólido frágil parecido a las rocas que se encuentran en la superficie. Antes bien, las rocas de la litosfera se calientan y se debilitan (se deforman más fácilmente) progresivamente al aumentar la profundidad. A la profundidad de la astenosfera superior, las rocas están

lo suficientemente cerca de su temperatura de fusión (de hecho, puede producirse algo de fusión) como para que se deformen con facilidad. Por tanto, la astenosfera superior es débil porque está cerca de su punto de fusión, de la misma manera que la cera caliente es más plástica que la cera fría.

Mesosfera o manto inferior Por debajo de la zona de debilidad de la astenosfera superior, la mayor presión contrarresta los efectos de la temperatura más elevada y las rocas son gradualmente más resistentes con la profundidad. Entre las profundidades de 660 kilómetros y 2.900 kilómetros, se encuentra una capa más rígida llamada **mesosfera** (*esfera media*) o **manto inferior** (Figura 12.6). A pesar de su resistencia, las rocas de la mesosfera están todavía muy calientes y pueden fluir de una manera muy gradual.

Núcleo interno y externo El núcleo, que está compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel, se divide en dos regiones que exhiben resistencias mecánicas muy diferentes (Figura 12.6). El **núcleo externo** es una capa *líquida* de 2.270 kilómetros de espesor. El flujo convectivo del hierro metálico en el interior de esta zona es el que genera el campo magnético de la Tierra. El **núcleo interno** es una esfera con un radio de 3.486 kilómetros. A pesar de su temperatura más elevada, el material del núcleo interno es más fuerte (debido a la inmensa presión) que el núcleo externo y se comporta como un *sólido*.

Descubrimiento de los límites principales de la Tierra

Durante el siglo XIX, se fueron compilando y analizando los datos sismológicos recogidos en muchas estaciones sismográficas. A partir de esta información, los sismólogos han desarrollado una imagen detallada del interior de la Tierra (Figura 12.6). Este modelo está siendo continuamente ajustado a medida que se dispone de más datos y que se emplean nuevas técnicas sísmicas. Además, los estudios de laboratorio que determinan experimentalmente las propiedades de los diversos materiales de la Tierra bajo los ambientes extremos de las zonas profundas de nuestro planeta, añaden información a nuestro conocimiento.

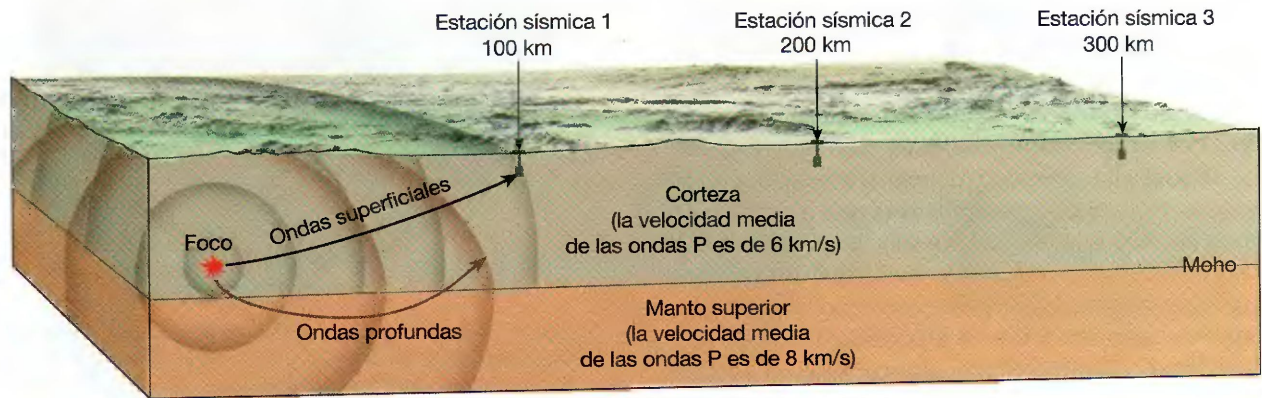
Discontinuidad de Mohorovicic

En 1909, un pionero sismólogo yugoslavo, Andrija Mohorovicic, presentaba la primera prueba convincente de la distribución en capas del interior de la Tierra. El límite que descubrió separa los materiales de la corteza de las rocas de composición diferente del manto subyacente y se

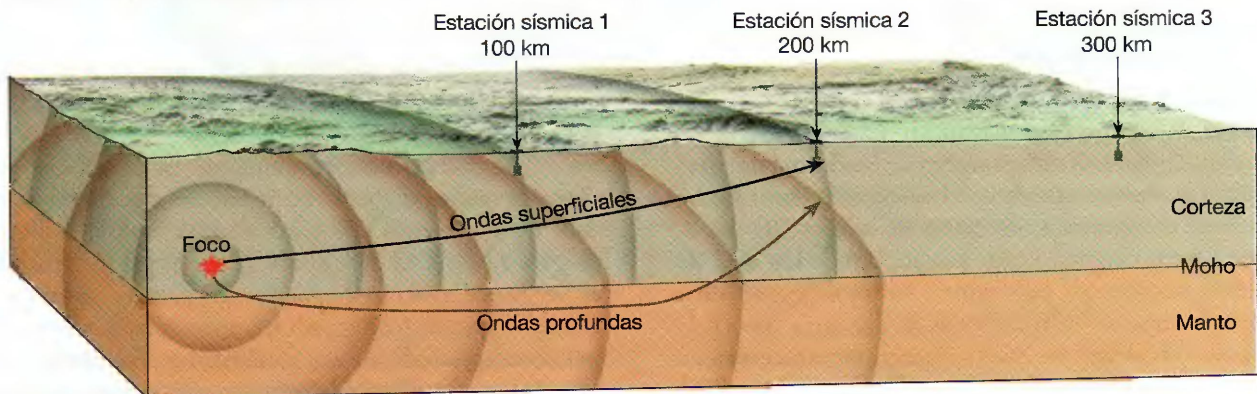
denominó **discontinuidad de Mohorovicic** en su honor. Por razones obvias, el nombre de este límite rápidamente se abrevió a **Moho**.

Mediante un examen minucioso de los sismogramas de los terremotos superficiales, Mohorovicic descubrió que las estaciones sismográficas alejadas más de 200 kilómetros de un terremoto obtenían velocidades medias

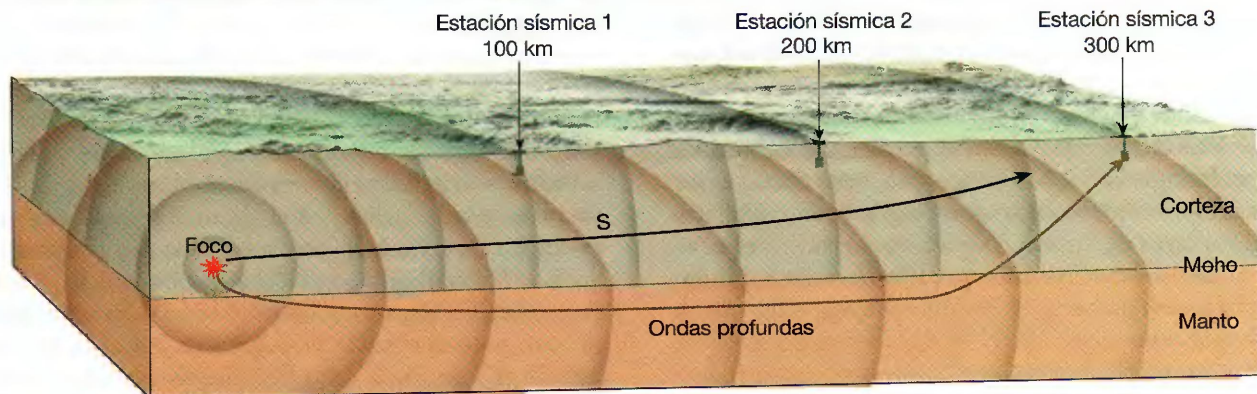
apreciablemente mayores para las ondas P que las estaciones localizadas más cerca del sismo (Figura 12.7). En particular, la velocidad media de las ondas P, que eran las primeras en llegar a las estaciones más próximas, era de unos 6 kilómetros por segundo. Por el contrario, la energía sísmica registrada en estaciones más distantes viajaba a velocidades aproximadas a los 8 kilómetros por segun-



A. Momento 1 - Las ondas superficiales más lentas llegan primero a la estación sísmica 1



B. Momento 2 - Las ondas superficiales más lentas llegan primero a la estación sísmica 2



C. Momento 3 - Las ondas más profundas y más rápidas llegan primero a la estación sísmica 3

▲ **Figura 12.7** Trayectorias idealizadas de las ondas sísmicas que viajan desde el foco de un terremoto a tres estaciones sismográficas. En A y B, puede verse que las dos estaciones de registro más próximas reciben primero las ondas más lentas, porque las ondas viajaron una distancia más corta. Sin embargo, como se muestra en C, después de 200 kilómetros, las primeras ondas recibidas atravesaron el manto, que es una zona de mayor velocidad.

do. Este brusco salto de velocidad no encajaba con el modelo general que se había observado previamente. A partir de esos datos, Mohorovicic concluyó que por debajo de 50 kilómetros existía una capa con propiedades notablemente diferentes de las correspondientes a la capa más externa de la Tierra.

En la Figura 12.7 se ilustra cómo Mohorovicic llegó a esta importante conclusión. Nótese que la primera onda que alcanzó el sismógrafo localizado a 100 kilómetros del epicentro siguió la ruta más corta directamente a través de la corteza. Sin embargo, en el sismógrafo localizado a 300 kilómetros del epicentro, la primera onda P que llegó viajó a través del manto, una zona de mayor velocidad. Por tanto, aunque esta onda viajó una distancia mayor, alcanzó el instrumento de registro antes de que lo hicieran los rayos que siguieron la ruta más directa. Esto se debe a que una gran parte de su viaje la realizó a través de una región cuya composición facilitaba el desplazamiento de las ondas sísmicas. Este principio es análogo al de tomar un atajo alrededor de una gran ciudad durante una hora punta. Aunque esta vía alternativa es más larga, puede ser más rápida.

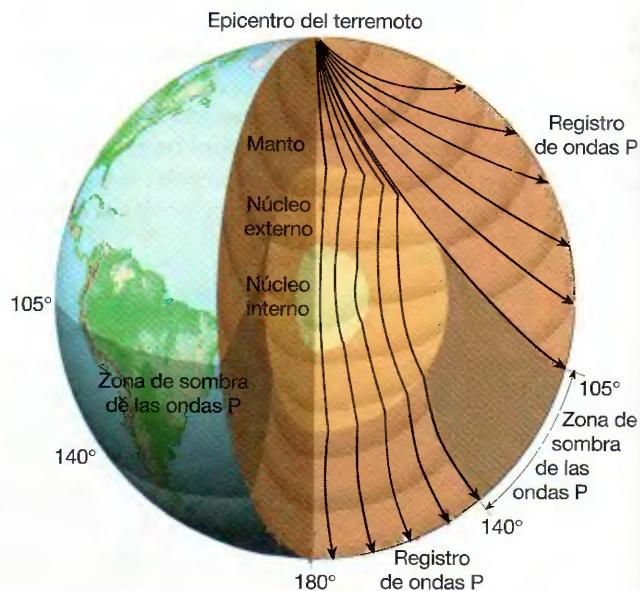
Límite núcleo-manto

Unos pocos años después, en 1914, el sismólogo alemán Beno Gutenberg estableció la localización de otro límite importante*. Este descubrimiento se basó fundamentalmente en la observación de que las ondas P disminuyen y finalmente desaparecen por completo a unos 105° desde un terremoto (Figura 12.8). Luego, alrededor de 140° más lejos, reaparecen, pero unos 2 minutos después de lo que cabría esperar en función de la distancia recorrida. Este cinturón, donde las ondas sísmicas directas están ausentes, tiene una anchura de unos 35° y se ha denominado **zona de sombra de las ondas P**** (Figura 12.8).

Gutenberg y otros investigadores antes que él se dieron cuenta de que la zona de sombra de la onda P podría explicarse si la Tierra contuviera un núcleo compuesto de un material diferente al del manto suprayacente. El núcleo, que Gutenberg calculó localizado a una profundidad de 2.900 kilómetros, debe obstaculizar la transmisión de las ondas P de algún modo similar a como los rayos de luz son bloqueados por un objeto que emite una sombra. Sin embargo, lo que realmente ocurre no es que las ondas P se interrumpan, sino que la

* El límite núcleo-manto había sido predicho por R. D. Oldham en 1906, pero sus argumentos a favor de un núcleo central no fueron, en general, bien aceptados.

** A medida que se desarrollaron instrumentos más sensibles, se detectaron ondas P débiles y retrasadas que entraban en esta zona mediante reflexión.



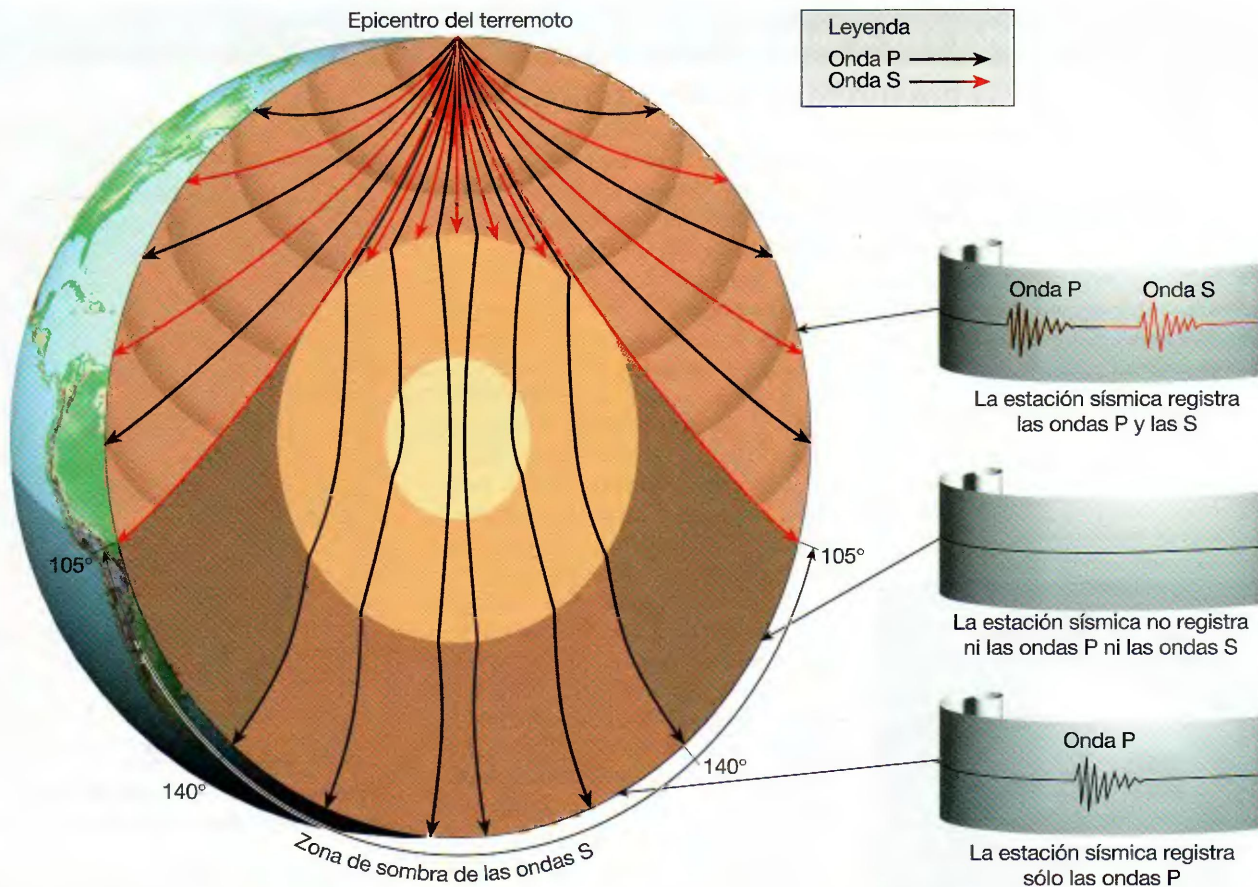
▲ **Figura 12.8** El brusco cambio de propiedades físicas que se produce en el límite núcleo-manto hace que las trayectorias de las ondas se desvíen notablemente, lo que se traduce en una zona de sombra para las ondas P entre unos 105° y unos 140°.

zona de sombra se produce por la refracción de dichas ondas, que entran en el núcleo como se muestra en la Figura 12.8.

Más adelante, se determinó que las ondas S no atraviesan el núcleo. Este hecho indujo a los geólogos a concluir que, al menos una parte de esta región, es líquida (Figura 12.9). Esta conclusión fue apoyada posteriormente por la observación de que las velocidades de las ondas P disminuyen de manera súbita, aproximadamente un 40 por ciento, cuando entran en el núcleo. Dado que la fusión reduce la elasticidad de las rocas, esta evidencia apunta a la existencia de una capa líquida por debajo del manto rocoso.

Descubrimiento del núcleo interno

En 1936, Inge Lehmann, una sismóloga danesa, predijo la última subdivisión importante del interior de la Tierra (véase Recuadro 12.1). Lehmann descubrió una nueva región de reflexión y refracción sísmicas dentro del núcleo. Por consiguiente, se descubrió un núcleo dentro del núcleo. El tamaño del núcleo interno no se estableció con precisión hasta principios de los años sesenta, cuando se llevaron a cabo las pruebas nucleares subterráneas en Nevada. Al conocerse la localización y el momento exactos de las explosiones, los ecos de las ondas sísmicas que rebotaban del núcleo interior proporcionaron una medida precisa para determinar su tamaño (Figura 12.10).



▲ **Figura 12.9** Vista del interior de la Tierra que muestra las trayectorias de las ondas P y S. Cualquier punto situado a más de 105° del epicentro del terremoto no recibirá ondas S directas, ya que el núcleo externo no las transmitirá. Aunque tampoco hay ondas P después de los 105°, esas ondas son registradas más allá de los 140°, como se muestra en la Figura 12.8.

A partir de estos datos, se descubrió que el núcleo interno tiene un radio de unos 1.216 kilómetros. Además, las ondas P que atraviesan el núcleo interno tienen velocidades medias apreciablemente más rápidas que las que sólo penetran en el núcleo externo. El aparente aumento de elasticidad del núcleo interno es una prueba de que esta región más interna es sólida.

En las últimas décadas, los avances en sismología y mecánica de rocas han permitido grandes refinamientos del modelo del interior de la Tierra que se ha presentado hasta aquí. A continuación consideraremos algunos de ellos, así como otras propiedades de las divisiones principales, entre ellas sus densidades y composiciones.

La corteza

La corteza de la Tierra tiene un grosor medio inferior a 20 kilómetros, lo que la convierte en la más fina de las divisiones terrestres (Figura 12.6). A lo largo de esta delga-

da capa, parecida a la cáscara de un huevo, existen grandes variaciones de grosor. Las rocas de la corteza en el interior estable de los continentes tienen un grosor de 35 a 40 kilómetros. Sin embargo, en unas pocas regiones montañosas excepcionalmente destacadas, la corteza alcanza su mayor espesor, superando los 70 kilómetros. La corteza oceánica es mucho más delgada, entre 3 y 15 kilómetros de grosor y un grosor medio de 7 kilómetros. Además, las rocas de la corteza de las cuencas oceánicas profundas son diferentes, desde el punto de vista de su composición, de sus compañeras continentales.

Las rocas continentales tienen una densidad* media de alrededor de unos 2,7 g/cm³, y se han descubierto algunas que superan los 4.000 millones de años de antigüedad. A partir de los estudios sísmicos y de las observaciones directas, se calcula que la composición media de las rocas continentales es comparable a la de las rocas ígneas

* El agua líquida tiene una densidad de 1 g/cm³; por consiguiente, las rocas de la corteza tienen una densidad casi tres veces la del agua.



Recuadro 12.1 ► Entender la Tierra

Inge Lehmann: una geofísica pionera*

Inge Lehmann fue una científica pionera en una época en la que pocas mujeres tenían carreras de ciencias y matemáticas (Figura 12.A). Nacida en Dinamarca en 1888, Lehmann tuvo una vida larga y productiva que incluyó importantes contribuciones a nuestro conocimiento del interior de la Tierra. Murió en 1993 a los 105 años de edad.

Después de estudiar la licenciatura en la Universidad de Copenhague y en la Universidad de Cambridge, Lehmann obtuvo dos master de la Universidad de



▲ **Figura 12.A** Inge Lehmann, 1888-1993. (Foto cortesía de Susan M. Landon.)

Copenhague: uno en matemáticas en 1920 y otro en geodesia en 1928. En los años posteriores estudió en Alemania, Francia, Bélgica y los Países Bajos.

La carrera de Inge Lehmann en sismología empezó en 1925, cuando ayudó a establecer las redes sísmicas en Dinamarca y Groenlandia. Tres años después, en 1928, fue nombrada primera directora del departamento de sismología del Real Instituto Geodésico Danés, un cargo que mantuvo durante 25 años. Registraba, analizaba y catalogaba los sismogramas de Dinamarca y Groenlandia y publicaba boletines sísmicos.

Un artículo que publicó en 1936 fue el que estableció su lugar en la historia de la geofísica. Conocido simplemente como *P'* (*P prima*), en el artículo se identificaba una nueva región de reflexión y refracción sísmicas en el interior de la Tierra, ahora denominado la *discontinuidad de Lehmann* (Figura 12.B). Gracias a su escrutinio riguroso de los registros sísmicos, Lehmann había descubierto el límite que divide el núcleo terrestre en partes internas y externas.

Lehmann recibió muchos honores en reconocimiento por sus logros extraordinarios. Entre ellos se cuentan la Medalla de Oro de la Real Academia de Ciencias de Dinamarca en 1965, la medalla Bowie de la Unión Geofísica de Norteamérica en 1971 y la medalla de la Sociedad Sismológica de Norteamérica en 1977. En 1997, la Unión Geofísica de Norteamérica



▲ **Figura 12.B** Localización de la discontinuidad de Lehmann.

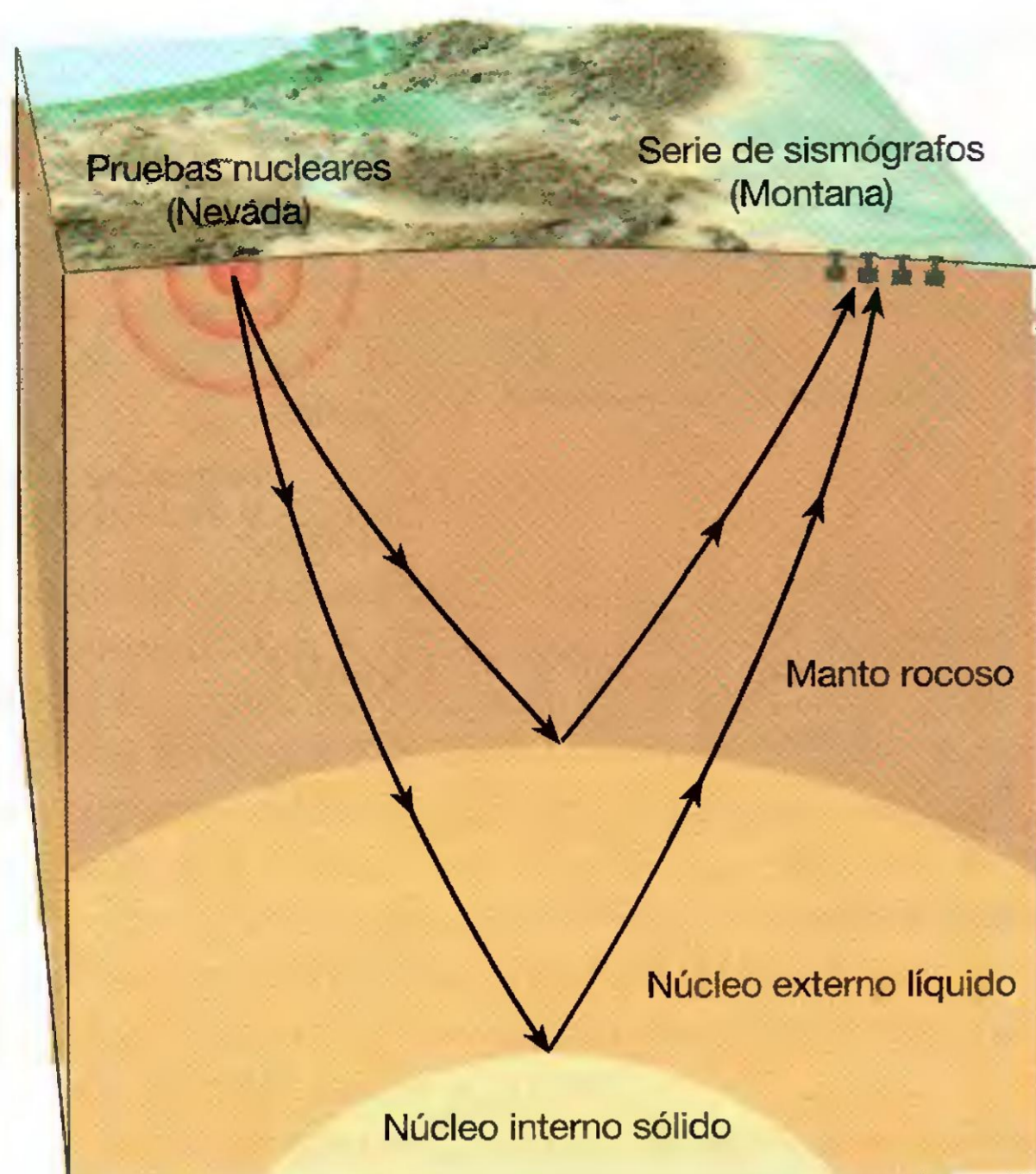
ca (AGU) creó la medalla Lehmann en reconocimiento de la sobresaliente investigación sobre la estructura, la composición y la dinámica del manto y el núcleo terrestres. Fue la primera medalla otorgada por la AGU que recibe el nombre de una mujer y la primera que recibe el nombre de alguien que trabajó fuera de los Estados Unidos.

* Este recuadro fue preparado por Nancy L. Lutgens.

félsicas de tipo *granodiorita*. Como esta última, la corteza continental es rica en los elementos sodio, potasio y silicio. Aunque son abundantes numerosas intrusiones graníticas y rocas metamórficas químicamente equivalentes, en los continentes se encuentran también con frecuencia grandes afloramientos de rocas basálticas y andesíticas. Además, se cree que la corteza inferior tiene una composición similar al basalto.

Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (unos $3,0 \text{ g/cm}^3$) que las rocas continentales. Las cuencas oceánicas profundas yacen debajo de 4 kilómetros de agua de mar,

así como de centenares de metros de sedimento. Por tanto, hasta hace poco, los geólogos tenían que depender de pruebas indirectas (como algunas unidades geológicas que se pensaba que eran restos de corteza oceánica que cabalgaban hacia tierra) para calcular la composición de esta región inaccesible. Con el desarrollo de barcos oceanográficos, se hizo posible recuperar muestras de sondeos del suelo oceánico profundo. Como se había previsto, las muestras obtenidas estaban compuestas fundamentalmente por *basalto*. Recordemos que las erupciones volcánicas de lavas basálticas han generado muchas islas, como la cadena de Hawaii, localizadas dentro de las cuencas oceánicas profundas.



▲ **Figura 12.10** Se utilizaron los tiempos de desplazamiento de las ondas sísmicas generadas en pruebas nucleares para medir con exactitud la profundidad del núcleo interno. Una serie de sismógrafos localizados en Montana detectó los «ecos» que rebotaron desde el límite del núcleo interno.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

En comparación con la corteza continental, la corteza oceánica es bastante delgada. ¿Alguna vez se ha intentado perforarla para obtener una muestra del manto?

Sí. El proyecto Mohole se inició en 1958 para recuperar una muestra de material procedente del manto terrestre perforando un agujero que atravesara la corteza de la Tierra hasta la *discontinuidad de Mohorovicic* o *Moho*. El plan era perforar *Moho* para obtener información valiosa acerca de la edad, la composición y los procesos internos de la Tierra. A pesar de una fase de pruebas satisfactoria, la perforación se detuvo porque el control del proyecto fue de una organización a otra hasta que el Congreso, oponiéndose al aumento de los costes, suspendió el proyecto a finales de 1966, antes de que pudiera llevarse a cabo la Fase II. Aunque el proyecto Mohole no alcanzó su propósito, sí mostró que la perforación oceánica profunda era un modo viable de obtener muestras geológicas. Desde la desaparición del Mohole, se han emprendido varios programas relacionados, el más reciente de los cuales es el Ocean Drilling Program, que proporciona información valiosa sobre la historia de la Tierra.

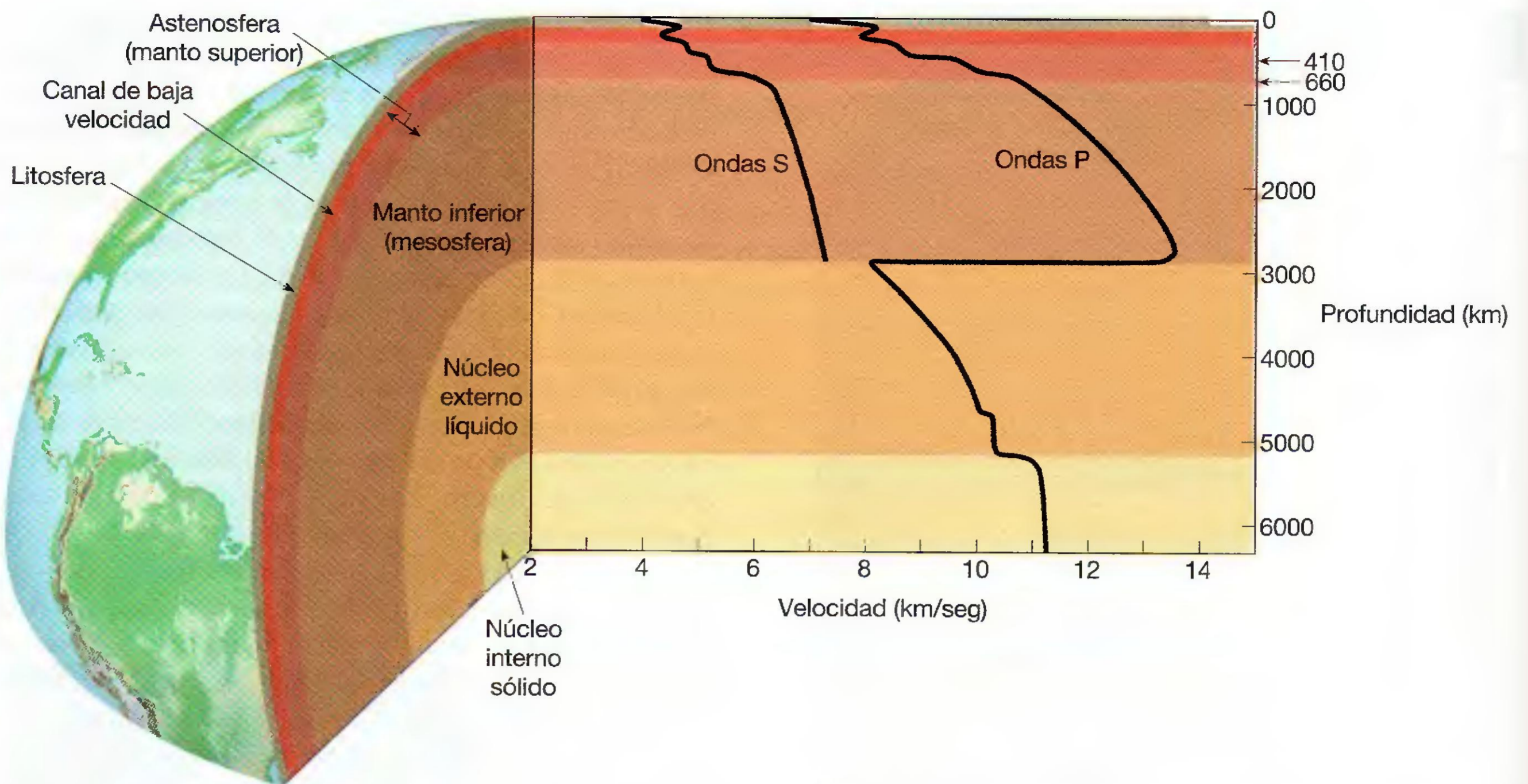
El manto

Aproximadamente el 82 por ciento del volumen terrestre está contenido dentro del manto, una capa gruesa de casi 2.900 kilómetros de espesor formada por rocas silicatadas que se extiende desde la base de la corteza (*Moho*) hasta el núcleo externo líquido. Nuestro conocimiento de la composición del manto procede de datos experimentales y del examen de material traído a la superficie por la actividad volcánica. En concreto, se piensa a menudo que las rocas que constituyen las chimeneas de kimberlita, en las cuales se encuentran a veces diamantes, tienen su origen en profundidades próximas a los 200 kilómetros, muy en el interior del manto. Los depósitos de kimberlita están compuestos por *peridotitas*, rocas que contiene hierro y silicatos ricos en magnesio, fundamentalmente olivino y piroxeno, junto con cantidades menores de granate. Además, dado que las ondas S viajan fácilmente a través del manto, sabemos que este último se comporta como un sólido elástico. Por tanto, el manto se describe como una capa rocosa sólida, cuya porción superior tiene la composición de la roca ultramáfica peridotita.

El manto se divide en *mesosfera* o *manto inferior*, que se extiende desde el límite núcleo-manto hasta una profundidad de 660 kilómetros; y *astenosfera* o *manto superior*, que continúa hasta la base de la corteza. Además, se han identificado otras subdivisiones. A una profundidad de unos 410 kilómetros se produce un aumento relativamente abrupto de la velocidad sísmica (Figura 12.11). Mientras el límite corteza-manto representa un cambio de composición, la zona de aumento de velocidad sísmica al nivel de los 410 kilómetros se debe a un *cambio de fase*. (Se produce un cambio de fase cuando la estructura cristalina de un mineral se modifica en respuesta a cambios de la temperatura o de la presión, o ambas cosas.) Los estudios de laboratorio demuestran que el mineral rico en magnesio *olivino* ($MgSiO_4$), que es uno de los constituyentes principales de la peridotita, se transformará en el mineral de alta presión más compacto *espinela*, a las presiones experimentadas a esta profundidad (Figura 12.12). Este cambio a una forma cristalina más densa explica el aumento observado de las velocidades sísmicas.

Se ha detectado otro límite dentro del manto como consecuencia de variaciones en la velocidad sísmica a una profundidad de 660 kilómetros (Figura 12.11). A esa profundidad, se cree que el mineral espinela experimenta una transformación al mineral perovskita ($(Mg, Fe) SiO_3$). Se cree que la perovskita domina en el manto inferior, por lo que quizá sea el mineral más abundante de la Tierra.

En los aproximadamente 200 kilómetros inferiores del manto, existe una región importante conocida como *capa D''*. Recientemente, se ha publicado que las ondas

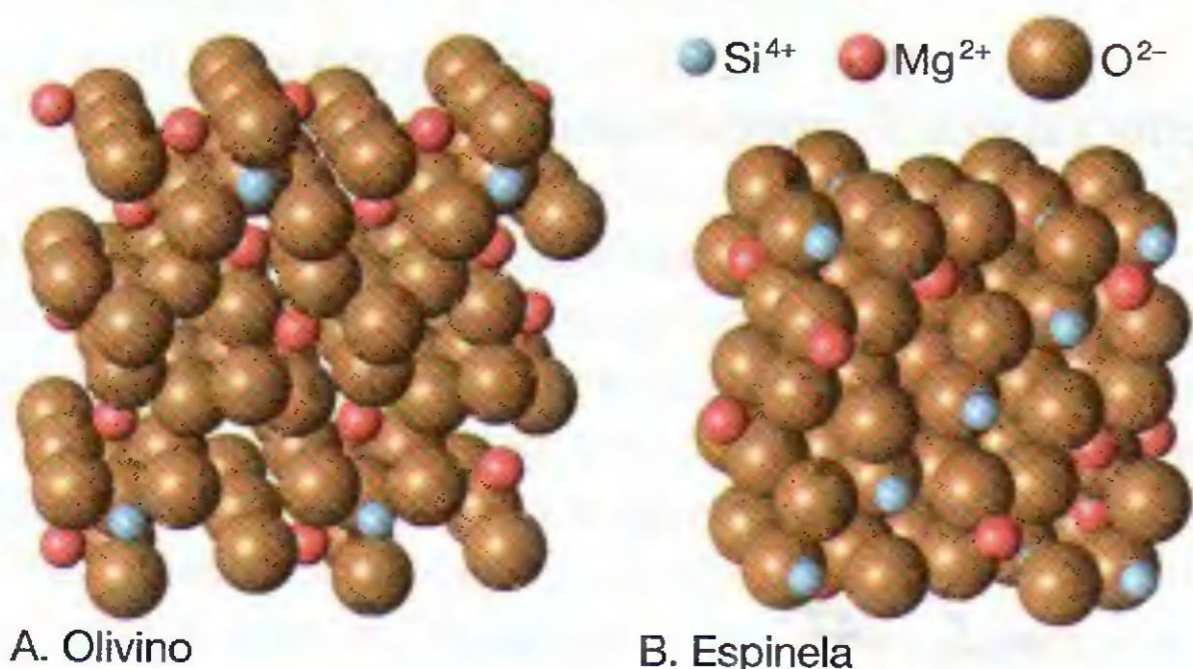


▲ **Figura 12.11** Variaciones en la velocidad de las ondas P y las ondas S con la profundidad. Los cambios bruscos en la velocidad media de las ondas delinean las características principales del interior de la Tierra. A una profundidad de unos 100 kilómetros, un marcado descenso de la velocidad de las ondas corresponde a la parte superior del canal de baja velocidad. Se producen otros dos cambios en las curvas de velocidad en el manto superior a profundidades de unos 410 y 660 kilómetros. Se piensa que estas variaciones están causadas por minerales que han experimentado cambios de fase, antes que ser consecuencia de diferencias de composición. El descenso brusco de la velocidad de las ondas P y la ausencia de ondas S a 2.900 kilómetros marca el límite núcleo-manto. El núcleo externo líquido no transmitirá las ondas S y la propagación de las ondas P disminuye de velocidad dentro de esta capa. Cuando las ondas P entran en el núcleo interno sólido, su velocidad aumenta de nuevo. (Datos de Bruce A. Bolt.)

sísmicas que atraviesan algunas partes de la capa D'' experimentan un notable descenso en las velocidades de las ondas P. Hasta ahora, la mejor explicación para este fenómeno es que la capa inferior del manto esté parcialmente fundida al menos en algunos lugares.

Si existen, estas zonas de roca parcialmente fundida son muy importantes, porque serían capaces de transpor-

tar calor desde el núcleo al manto inferior de una manera mucho más eficaz que la roca sólida. Un ritmo elevado de flujo de calor haría, a su vez, que el manto sólido localizado por encima de esas zonas parcialmente fundidas se calentara lo bastante como para adquirir flotabilidad y ascender lentamente hacia la superficie. Estas plumas ascendentes de roca supercaliente pueden ser la fuente de la actividad volcánica asociada con los puntos calientes, como los encontrados en Hawaii e Islandia. Si estas observaciones son exactas, una parte de la actividad volcánica que vemos en la superficie es una manifestación de procesos que se producen a 2.900 kilómetros por debajo de nuestros pies.



▲ **Figura 12.12** Comparación de las estructuras cristalinas del olivino y la espinela, un mineral que exhibe una estructura más compacta y, por tanto, una mayor densidad.

El núcleo

Mayor que el planeta Marte, el núcleo es la esfera central densa de la Tierra con un radio de 3.486 kilómetros. Extendiéndose desde el borde inferior del manto hasta el centro de la Tierra, el núcleo constituye alrededor de una sexta parte del volumen de la Tierra y casi una tercera par-

te de su masa total. La presión en el centro es millones de veces mayor que la presión del aire en la superficie, y las temperaturas pueden superar los 6.700 °C. A medida que se obtenían datos sísmicos más precisos, se descubría que el núcleo consiste en una capa externa líquida de unos 2.270 kilómetros de grosor y una esfera interna sólida con un radio de 1.216 kilómetros.

Densidad y composición

Una de las características más interesantes del núcleo es su gran densidad. Su densidad media es de aproximadamente 11 g/cm³, y en el centro de la Tierra se aproxima a 14 veces la densidad del agua. Ni siquiera bajo las presiones extremas reinantes a estas profundidades, los silicatos comunes en la corteza (con densidades superficiales de 2,6 a 3,5 g/cm³) podrían estar lo bastante compactados como para ser responsables de la densidad calculada para el núcleo. Por consiguiente, se intentó determinar qué material podría explicar esta propiedad.

Sorprendentemente, los meteoritos proporcionan una pista importante sobre la composición interna de la Tierra. Dado que los meteoritos son parte del Sistema Solar, se supone que son muestras representativas del material a partir del cual se desarrolló la Tierra en su origen. Su composición oscila entre meteoritos de tipo metálico, fundamentalmente compuestos por hierro y cantidades menores de níquel, y meteoritos rocosos, compuestos por sustancias rocosas que se parecen mucho a las peridotitas. Dado que la corteza y el manto de la Tierra contienen un porcentaje mucho menor de hierro del que se encuentra en los restos del Sistema solar, los geólogos concluyeron que el interior de la Tierra debe estar enriquecido en este metal pesado. Además, el hierro es, con diferencia, la sustancia más abundante del Sistema Solar que posee las propiedades sísmicas y una densidad que recuerda la medida para el núcleo. Cálculos actuales sugieren que el núcleo es fundamentalmente hierro con un 5 a un 10 por ciento de níquel y menores cantidades de elementos más ligeros, entre ellos, quizás, azufre y oxígeno.

Origen

Aunque la existencia de un núcleo central metálico está bien establecida, las explicaciones sobre su origen son más especulativas. La explicación más aceptada sugiere que el núcleo se formó al principio de la historia de la Tierra a partir de lo que en origen era un cuerpo relativamente homogéneo. Durante el período de acreción, la Tierra entera se calentó por la energía liberada por las colisiones de partículas que caían sobre ella. Algo después, en este período de crecimiento, la temperatura interna de la Tierra era lo bastante elevada como para fundir y movilizar el

material acumulado. Gotas de materiales pesados ricos en hierro se reunieron y se hundieron hacia el centro. A la vez, las sustancias más ligeras quizá flotaron hacia la superficie para generar la corteza. En poco tiempo, hablando desde un punto de vista geológico, la Tierra adoptó una configuración en capas, no significativamente diferente de la que encontramos en la actualidad.

En su etapa de formación, todo el núcleo era probablemente líquido. Además, esta aleación de hierro líquido estaba en un estado de mezcla vigorosa. Sin embargo, cuando la Tierra empezó a enfriarse, el hierro del núcleo empezó a cristalizar y empezó a formarse el núcleo interno. A medida que el núcleo continúe enfriándose, el núcleo interno deberá crecer a expensas del núcleo externo.

El campo magnético terrestre

Nuestra representación del núcleo, con su esfera interna sólida rodeada de una capa líquida móvil, es apoyada por la existencia del campo magnético terrestre. Este campo se comporta como si una gran barra imantada estuviera situada dentro de la Tierra. Sin embargo, sabemos que el campo magnético no puede tener su origen en un material permanentemente magnetizado, porque el interior de la Tierra está demasiado caliente para que cualquier material conserve su magnetismo. La explicación sobre el campo magnético de la Tierra aceptada de manera más generalizada exige que el núcleo esté compuesto por un material conductor de la electricidad, como el hierro, y que sea móvil (Recuadro 12.2). El modelo del núcleo de la Tierra que se estableció en función de los datos sísmológicos satisface esas condiciones.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Los otros planetas tienen campo magnético?

Sí, algunos lo tienen, e incluso el Sol tiene un campo magnético muy fuerte. La presencia de un campo magnético está relacionada con la rotación de un cuerpo y la presencia de un interior fluido. Por ejemplo, Mercurio no tiene campo magnético. Con un radio que mide sólo el 38 por ciento del radio de la Tierra, es tan pequeño que su interior se ha enfriado probablemente hasta el punto de solidificarse. Venus, que tiene aproximadamente el mismo tamaño que la Tierra, tiene sólo un ligero campo magnético a causa de su período de rotación más lento. No sorprende que Júpiter, el planeta más grande, tenga un campo magnético fuerte, e incluso varios de los satélites de Júpiter tienen sus propios campos magnéticos.



Recuadro 12.2 ▶ Entender la Tierra

¿Por qué la Tierra tiene un campo magnético?

Cualquiera que haya utilizado una brújula para encontrar la dirección sabe que el campo magnético de la Tierra tiene un polo norte y un polo sur. En muchos aspectos, el campo magnético de nuestro planeta se parece al producido por un simple imán. Unas líneas invisibles de fuerza atraviesan la Tierra y salen al espacio mientras se extienden de un polo al otro (Figura 12.C). La aguja de una brújula, que es un pequeño imán con libertad de movimiento, se alinea con estas líneas de fuerza y apunta hacia los polos magnéticos. Debe observarse que los polos magnéticos de la Tierra no coinciden exactamente con los polos geográficos. El polo norte magnético se sitúa al noreste del Canadá, cerca de la bahía de Hudson, mientras que el polo sur magnético se encuentra cerca de la Antártida, en el océano Índico, al sur de Australia.

A principios de los años 60, los geofísicos descubrieron que el campo magnético de la Tierra cambia de polaridad periódicamente (cada un millón de años,

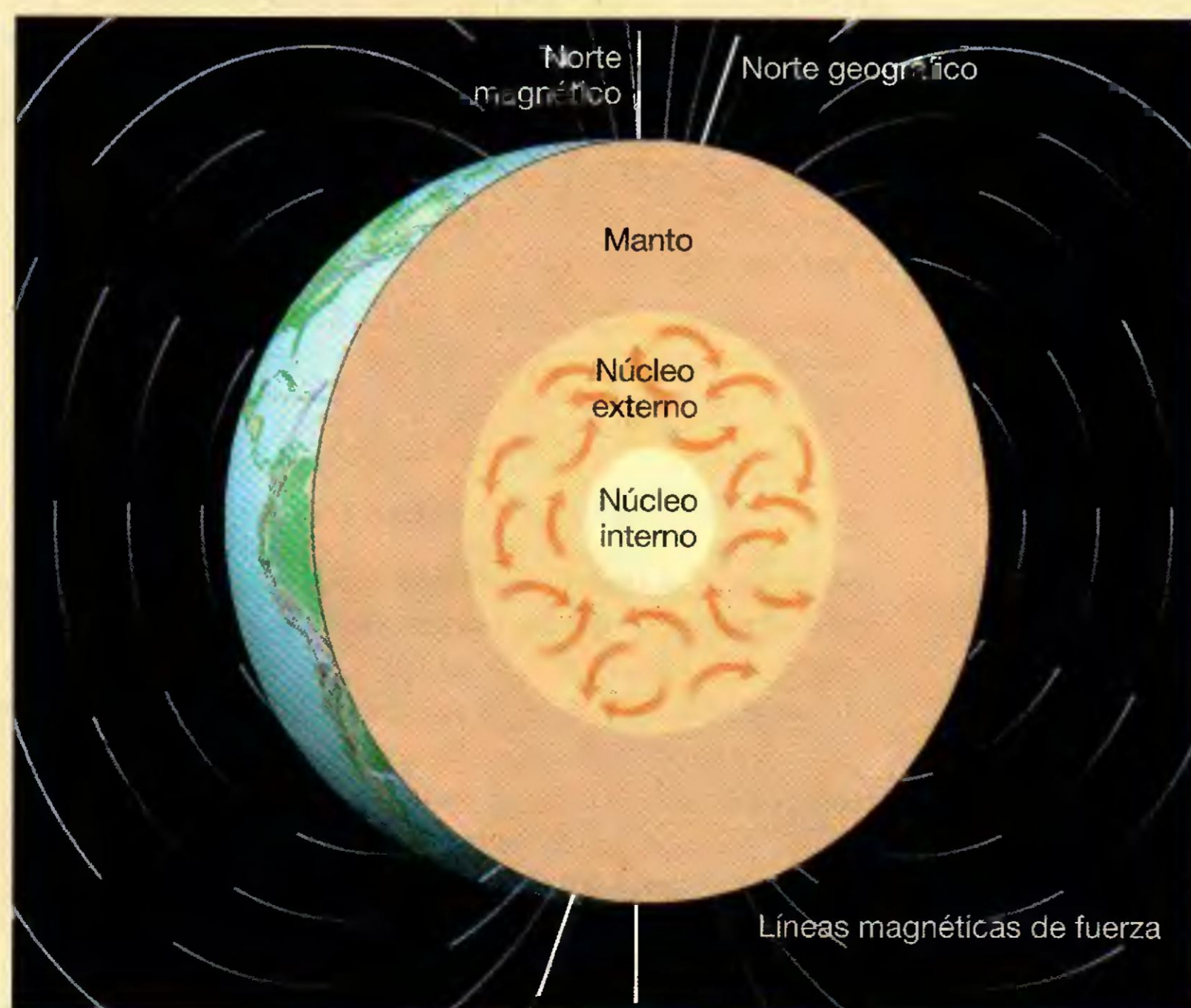
más o menos); es decir, el polo norte magnético se convierte en el polo sur magnético y viceversa. La causa de estos cambios está aparentemente relacionada con el hecho de que el campo magnético de la Tierra experimenta fluctuaciones en su intensidad a largo plazo. Los cálculos recientes indican que el campo magnético se ha debilitado aproximadamente un 5 por ciento durante el siglo pasado. Si esta tendencia continúa durante otros 1.500 años, el campo magnético de la Tierra se debilitará o dejará incluso de existir.

Se ha sugerido que la disminución de la intensidad magnética está relacionada con los cambios en las corrientes convectivas del núcleo. De una manera parecida, las inversiones magnéticas pueden ser provocadas cuando algo interrumpe el patrón principal de convección del núcleo fluido. Después de que se produzca una inversión, el flujo se reestablece y construye un campo magnético con una polaridad opuesta.

Las inversiones magnéticas no son exclusivas de la Tierra. El campo magnético solar cambia su polaridad regularmente, con un período medio de unos 22 años. Estas inversiones solares están estrechamente relacionadas con el conocido ciclo de la mancha solar de 11 años de duración.

Cuando se describió por primera vez el campo magnético terrestre en 1600, se creía que tenía su origen en materiales permanentemente magnetizados situados en las profundidades del interior de la Tierra. Desde entonces, hemos descubierto que, con excepción de la corteza superior, el planeta está demasiado caliente para que los materiales magnéticos retengan su magnetismo. Además, se sabe que los materiales permanentemente magnetizados no cambian su intensidad de un modo que explique el crecimiento y la disminución del campo magnético de la Tierra.

Todavía no se conocen bien los detalles de cómo se produce el campo magnético terrestre. Sin embargo, la mayoría de investigadores está de acuerdo en que el flujo gradual del hierro fundido en el núcleo externo es una parte importante del proceso. El punto de vista más ampliamente aceptado propone que el núcleo se comporta como una *dinamo* que se autoalimenta, un aparato que convierte la energía mecánica en energía magnética. Las fuerzas conductoras de este sistema son la rotación de la Tierra y la distribución desigual del calor en el interior, que impulsa el hierro fundido altamente conductor del núcleo externo. Conforme el hierro se mueve en el núcleo externo, interactúa con el campo magnético de la Tierra. Esta interacción genera una corriente eléctrica, de la misma manera que al mover un cable cerca de un imán se crea una corriente en el cable. Una vez establecida, la corriente eléctrica produce un campo magnético que refuerza el campo magnético terrestre. Mientras continúe el flujo en el interior del núcleo externo de hierro fundido, se producirán corrientes eléctricas y se mantendrá el campo magnético de la Tierra.

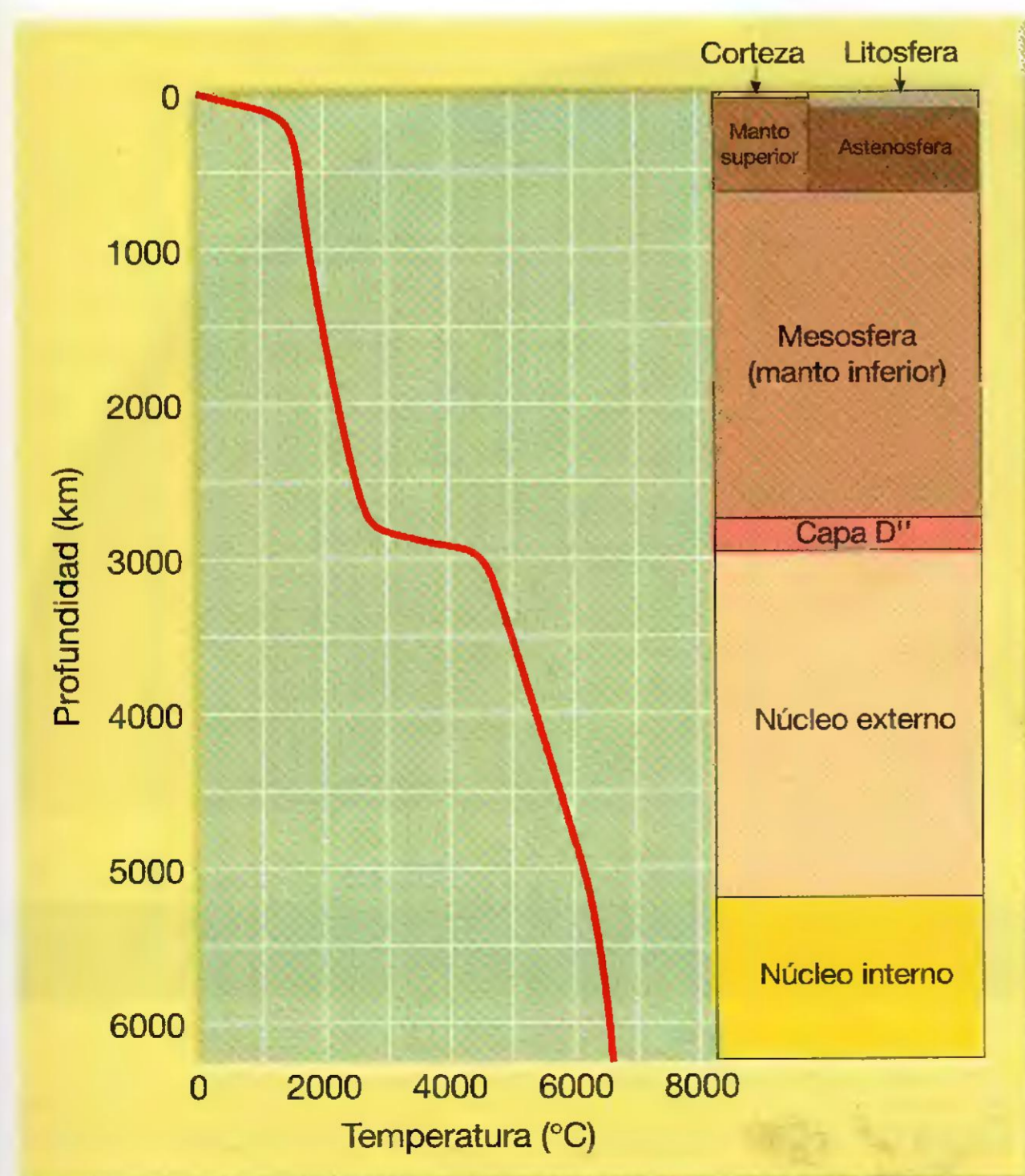


▲ **Figura 12.C** Se cree que el campo magnético de la Tierra se genera por la convección vigorosa de la aleación de hierro fundido del núcleo externo líquido.

Una consecuencia recientemente descubierta del campo magnético de la Tierra es que afecta a la rotación del núcleo interno sólido. Los cálculos actuales indican que el núcleo interno gira en dirección oeste a este a aproximadamente un grado al año *más deprisa* que la superficie de la Tierra. Por tanto, el núcleo hace una rotación extraordinaria aproximadamente cada 400 años. Además, el eje de rotación del núcleo interno está desalineado unos 10° con respecto a los polos rotacionales de la Tierra.

La máquina térmica del interior de la Tierra

Como se comentó en el Capítulo 4, la temperatura aumenta gradualmente con la profundidad a un ritmo conocido como **gradiente geotérmico** (Figura 12.13). El gradiente geotérmico varía considerablemente de un lugar a otro. En la corteza, las temperaturas aumentan deprisa, a una media de 20°C a 30°C por kilómetro. Sin embargo, la velocidad de aumento es mucho menor en el manto y en el núcleo. A una profundidad de 100 kilómetros, se calcula que la temperatura supera los 1.200°C , mientras que en el límite núcleo-manto se calcula que es de $3.500\text{-}4.500^\circ\text{C}$ y puede superar los



▲ **Figura 12.13** Gradiente geotérmico calculado para la Tierra. Las temperaturas del manto y el núcleo se basan en diversas suposiciones y pueden variar 500°C . (Datos de Kent C. Condie.)

6.700°C en el centro de la Tierra (¡más caliente que la superficie del Sol!).

Tres procesos importantes han contribuido al calor interno de la Tierra: (1) el calor emitido por la desintegración radiactiva de los isótopos de uranio (U), torio (Th) y potasio (K); (2) el calor liberado cuando el hierro cristalizó para formar el núcleo interno sólido, y (3) el calor liberado por la colisión de partículas durante la formación de nuestro planeta. Aunque el primero de los dos procesos sigue activo, su velocidad de generación de calor es mucho menor que en el pasado geológico. En la actualidad, nuestro planeta irradia hacia el espacio más cantidad de su calor interno de la que es generada por esos mecanismos. Por consiguiente, la Tierra se está enfriando, con lentitud, pero continuamente.

Flujo de calor en la corteza

En la corteza, el flujo de calor se produce por el familiar proceso de **conducción**. Cualquiera que haya intentado levantar una cuchara de metal dejada en una cazuela caliente se habrá dado cuenta enseguida de que el calor era conducido a través de la cuchara. La *conducción*, que es la transferencia de calor a través de la materia por actividad molecular, ocurre a un ritmo relativamente lento en las rocas de la corteza. Por tanto, la corteza tiende a actuar como un aislante (frío en la parte superior y caliente en la parte inferior), que contribuye a explicar el enorme gradiente de temperatura mostrado por la corteza.

Ciertas regiones de la corteza terrestre tienen ritmos de flujo de calor mucho mayores que otras. En concreto, a lo largo de los ejes de las cordilleras mesoceánicas, donde la corteza tiene sólo unos pocos kilómetros de grosor, las velocidades de flujo del calor son relativamente elevadas. Por el contrario, en los antiguos escudos (como el canadiense y el báltico) se observa un flujo de calor relativamente bajo. Esto quizá se deba a que esas zonas tienen una raíz litosférica gruesa que aísla de manera eficaz la corteza del calor astenosférico inferior. Otras regiones de la corteza exhiben un elevado flujo de calor, por intrusiones ígneas superficiales o por concentraciones superiores a la media de materiales radiactivos.

Convección del manto

Para que cualquier modelo del manto funcione debe explicar la distribución de temperaturas calculada para esta capa. Dentro de la corteza se produce un gran aumento de la temperatura, pero esta tendencia no continúa a través del manto. Antes bien, el aumento de la temperatura con la profundidad en el manto es mucho más gradual. Esto significa que el manto debe tener un método más eficaz de transmisión del calor desde el núcleo hacia fuera. Dado que

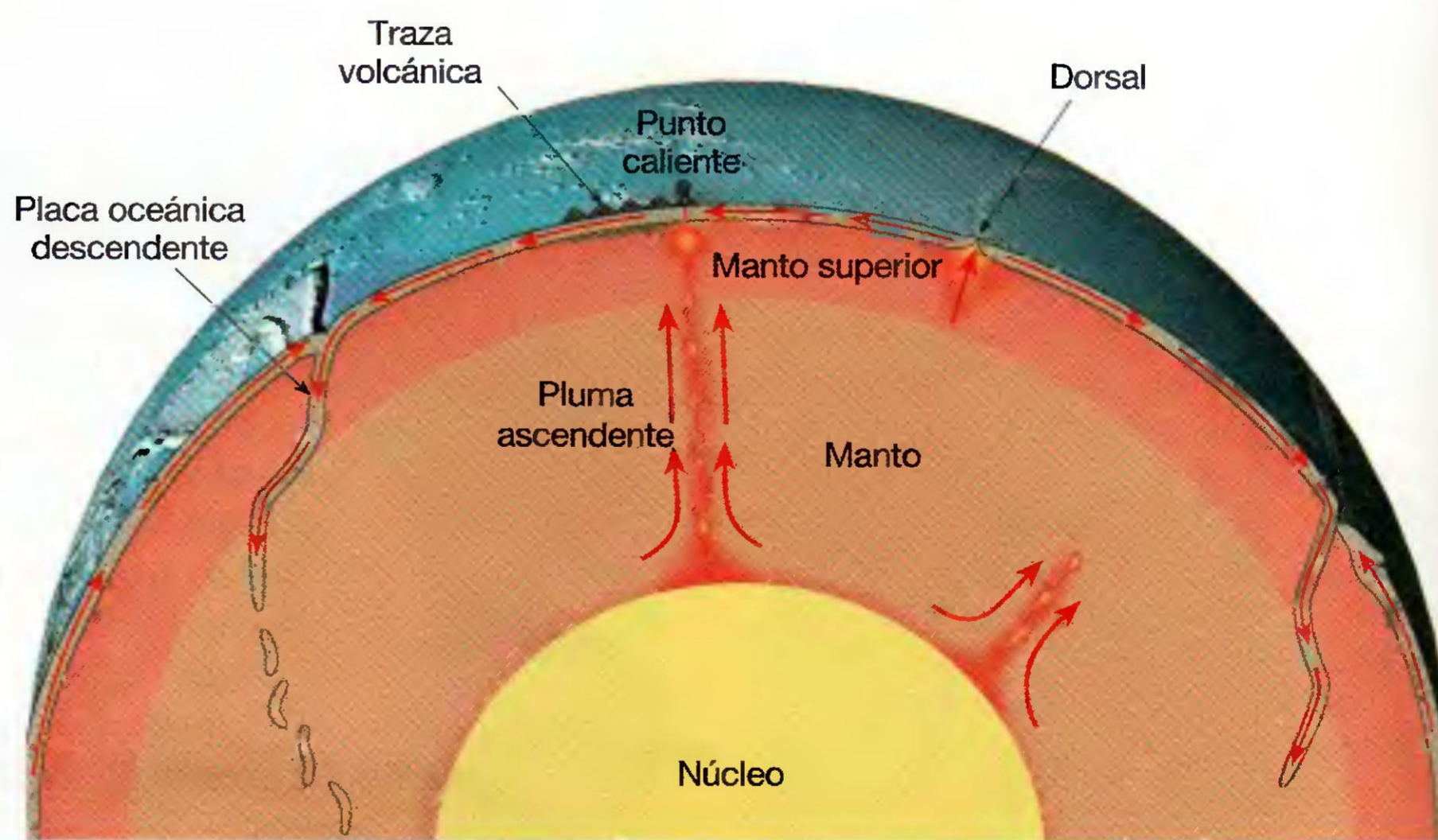
las rocas son conductores del calor relativamente malos, muchos investigadores concluyen que debe existir alguna forma de transporte de masa (convección) de roca dentro del manto. La **convección** (*con* = con; *vect* = transportado) es la transferencia de calor mediante el movimiento o la circulación en una sustancia. Por consiguiente, las rocas del manto deben ser capaces de fluir.

El flujo convectivo del manto (mediante el cual las rocas calientes menos densas ascienden y el material más frío y más denso se hunde) es el proceso más importante que actúa en el interior de la Tierra. Este flujo, térmicamente impulsado, es la fuerza que impulsa las placas litosféricas rígidas a través del planeta, y genera en última instancia las cordilleras montañosas de la Tierra y la actividad volcánica y sísmica de todo el mundo. Recordemos que las plumas de rocas supercalientes parece que se generan en el límite núcleo-manto, desde donde ascenderían lentamente hacia la superficie (Figura 12.14). Estas plumas ascendentes serían la rama caliente del flujo ascendente en el mecanismo convectivo que actúa en el manto (véase Recuadro 12.3). Se piensa que en los bordes de placa convergente, donde están siendo subducidas láminas densas y frías de litosfera, se produce flujo descendente (Figura 12.14). Algunos estudios predicen que este material denso y frío acabará descendiendo todo el trayecto hasta el límite núcleo-manto.

Si existe este mecanismo convectivo, ¿cómo puede el manto rocoso transmitir las ondas S, que sólo pueden atravesar sólidos, y a la vez fluir como un líquido? Esta aparente contradicción podría resolverse si el manto se comportara como un sólido bajo ciertas condiciones y como un fluido bajo otras. Los geólogos describen generalmente el material de este tipo como de comportamiento *plástico*. Cuando un material que exhibe comportamiento plástico se somete a esfuerzos breves, como los producidos por las ondas sísmicas, se comporta como un sólido elástico. Sin embargo, en respuesta a esfuerzos aplicados durante períodos muy largos, este mismo material fluirá.

Este comportamiento explica por qué las ondas S pueden penetrar en el manto, aunque esta capa rocosa sea capaz de fluir. El comportamiento plástico no está restringido a las rocas del manto. Sustancias artificiales como algunos dulces, exhiben también este comportamiento. Cuando se golpean con un martillo, estos materiales saltan como un sólido quebradizo. Sin embargo, cuando se estiran lentamente se deforman fluyendo. De esta analogía no debe sacarse la idea de que el manto está compuesto por material blando como la masilla. Antes bien, está compuesto por roca sólida caliente, que bajo presiones de confinamiento extremas, desconocidas en la superficie de la Tierra, es capaz de fluir.

► **Figura 12.14** Modelo propuesto para el flujo convectivo del manto. Los brazos ascendentes del flujo convectivo se concentran principalmente en las plumas del manto que ascienden desde el límite núcleo-manto. El flujo descendente de material frío se realiza mediante el descenso de la litosfera oceánica.



Recuadro 12.3 ► Entender la Tierra

Tomografía sísmica del manto

Desde hace poco se dispone de nuevas tecnologías, que pueden aumentar significativamente nuestro conocimiento del flujo convectivo en el manto. Una herra-

mienta analítica, llamada *tomografía sísmica*, es parecida, en principio, a la exploración TAC (tomografía asistida por computador), que se utiliza en los diagnósticos

médicos. Mientras la exploración TAC utiliza los rayos X para penetrar en el cuerpo humano, la información sobre el interior de la Tierra se obtiene a partir de

las ondas sísmicas provocadas por los terremotos. Como la exploración TAC, la tomografía sísmica utiliza los computadores para combinar los datos procedentes de múltiples fuentes para construir una imagen tridimensional del objeto.

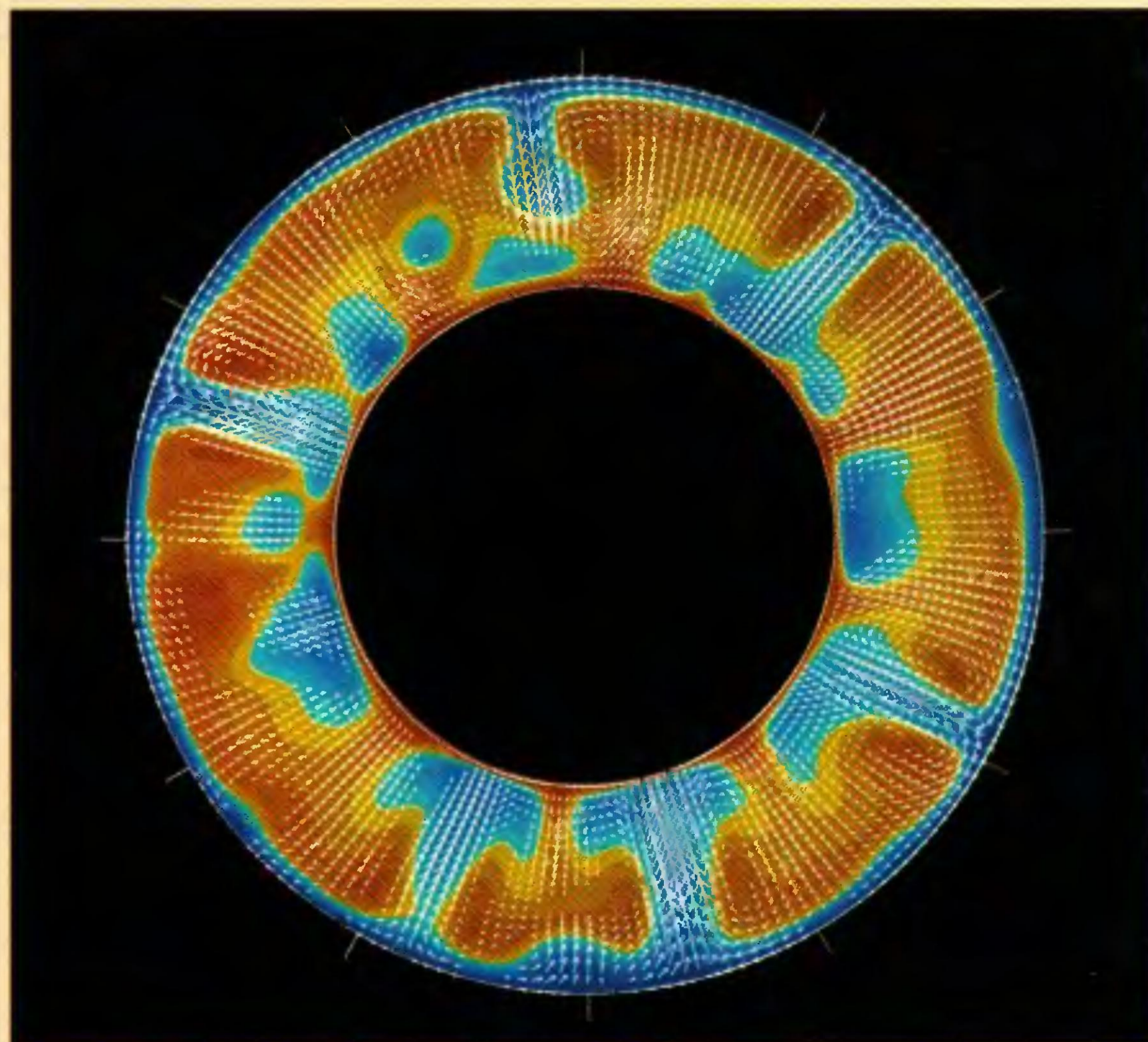
Recordemos que las velocidades de las ondas sísmicas están fuertemente influenciadas por las propiedades de los materiales transmisores. En los estudios tomográficos, la información procedente de muchas ondas entrecruzadas se combina para cartografiar regiones de velocidad sísmica «lenta» y «rápida». En general, las regiones de velocidad sísmica lenta se asocian con rocas calientes que afloran, mientras que las regiones de velocidad sísmica rápida representan zonas en las que las rocas frías descienden.

Los estudios de la tomografía sísmica revelan que el flujo en el manto es mucho más complejo que las simples células de convección, en las que el material caliente asciende de una manera gradual y el material frío se hunde. Parece que el ascenso está limitado a unas pocas plumas cilíndricas grandes. Además, estos estudios demuestran que las zonas de descenso se encuentran debajo de los límites convergentes en los que las placas se subducen. Este flujo descendente parece extenderse hasta el manto inferior, pero hay otras posibles interpretaciones de los datos.

Otra técnica innovadora, llamada *modelado numérico*, se ha utilizado para estimular la convección térmica en el manto. Simplemente, este método utiliza computadores de alta velocidad para resolver ecuaciones matemáticas que des-

criben la dinámica de fluidos parecidos al manto. A causa de algunas incertidumbres, como el desconocimiento de la viscosidad exacta del manto, se simulan diferentes condiciones. Los resultados de estos estudios se pueden representar gráficamente, como se muestra en la Figura 12.D. Un estudio concluye que el des-

censo se produce en estructuras en forma de lámina, respaldando las pruebas sísmicas de que las capas litosféricas descendentes son una parte integral de la circulación del manto. Además, se descubrió que las grandes plumas del manto son el principal mecanismo de ascenso del manto.



▲ **Figura 12.D** Sección transversal de la convección térmica simulada numéricamente del manto. Las zonas rojas y amarillas indican las corrientes calientes que ascienden, mientras que las zonas azules representan las regiones de las corrientes descendentes frías. (Cortesía de D. Bercovici, G. Schubert y G. A. Glatzmaier.)

Resumen

- Gran parte de nuestro conocimiento sobre el interior de la Tierra procede del estudio de las ondas sísmicas que penetran en su interior y emergen en algunos puntos distantes. En general, las ondas sísmicas viajan más deprisa en los materiales elásticos sólidos y más despacio en las capas más débiles. Además, la energía sísmica se refleja y se refracta en los límites que separan materiales diferentes desde el punto de vista composicional y mecánico. Mediante la medición cuida-
- dosa de las velocidades de desplazamiento de las ondas sísmicas, los sismólogos han podido determinar las principales divisiones del interior de la Tierra.
- Las principales capas que componen la Tierra son: (1) la *corteza*, la capa externa comparativamente fina de la Tierra, cuyo grosor oscila entre 3 kilómetros, en las cordilleras oceánicas, y 70 kilómetros en algunos cinturones montañosos, como los Andes y el Himalaya;

(2) el *manto*, una capa rocosa sólida que se extiende hasta una profundidad de unos 2.900 kilómetros, y (3) el *núcleo*, una esfera rica en hierro que tiene un radio de 3.486 kilómetros.

- La capa mecánica externa de la Tierra, que abarca el manto externo y la corteza, forma un caparazón relativamente rígido y frío conocido como *litosfera* (esfera de roca). Con una media de 100 kilómetros de grosor, la litosfera puede medir 250 kilómetros o más debajo de las porciones más antiguas (escudos) de los continentes. Dentro de las cuencas oceánicas, la litosfera oscila entre unos pocos kilómetros de grosor, a lo largo de las dorsales oceánicas, hasta quizá 100 kilómetros en las regiones de la corteza más antiguas y frías.
- Debajo de la litosfera (a una profundidad de unos 660 kilómetros) subyace una capa blanda relativamente débil localizada en el manto superior y conocida como *astenosfera* («esfera débil»). Los 150 kilómetros, más o menos, superiores de la astenosfera tienen un régimen de temperatura/presión en el cual se produce una cierta cantidad de fusión (quizá de un 1 a un 5 por ciento). Dentro de esta zona, muy débil, la litosfera está efectivamente despegada de la astenosfera, situada debajo.
- La corteza, la capa rígida más externa de la Tierra, se divide en corteza oceánica y continental. La corteza oceánica oscila entre 3 y 15 kilómetros de grosor y está compuesta por rocas ígneas basálticas. Por el contrario, la corteza continental consiste en una gran variedad de tipos de roca que tienen una composición media equivalente a una granodiorita. Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes (180 millones de años o menos) y más densas (alrededor de $3,0 \text{ g/cm}^3$) que las rocas continentales. Las rocas continentales tienen una densidad media de alrededor de $2,7 \text{ g/cm}^3$

y se han descubierto algunas que superan los 4.000 millones de años de antigüedad.

- Alrededor del 82 por ciento del volumen de la Tierra está contenido en el manto, un nivel rocoso de unos 2.900 kilómetros de grosor. El límite entre la corteza y el manto representa un cambio de composición. Aunque el manto se comporta como un sólido cuando transmite las ondas sísmicas, las rocas del manto son capaces de fluir a una velocidad infinitesimalmente lenta. Algunas de las rocas del manto inferior (capa D'') se piensa que están parcialmente fundidas.
- El núcleo está compuesto fundamentalmente por hierro, con menores cantidades de níquel y otros elementos. A la presión extrema encontrada en el núcleo, este material rico en hierro tiene una densidad media de unos 11 g/cm^3 y en el centro de la Tierra se aproxima a 14 veces la densidad del agua. El núcleo interno y el externo son similares desde el punto de vista de su composición; sin embargo, el núcleo externo es líquido y capaz de fluir. Es la circulación dentro del núcleo de nuestro planeta en rotación, lo que genera el campo magnético de la Tierra.
- La temperatura aumenta de manera gradual con la profundidad en el interior de nuestro planeta. Tres procesos contribuyen al calor interno de la Tierra: (1) el calor emitido por la radiactividad; (2) el calor liberado cuando el hierro se solidifica en el núcleo, y (3) el calor liberado por las partículas que colisionaron durante la época de formación de nuestro planeta.
- Se cree que el flujo convectivo en el manto consiste en plumas ascendentes de rocas calientes y un flujo descendente de las láminas frías y densas de la litosfera. Este flujo convectivo térmicamente generado es la fuerza impulsora que impulsa las placas litosféricas a través del globo terráqueo.

Preguntas de repaso

1. Enumere 6 características principales de las ondas sísmicas
2. ¿Cuáles son las tres capas que componen la Tierra?
3. Enumere las cinco capas principales del interior de la Tierra definidas por las diferencias en las propiedades físicas. ¿En qué se distingue el núcleo interno del núcleo externo?
4. Describa la litosfera. ¿De qué manera importante se diferencia de la astenosfera?
5. ¿En qué difiere el límite entre la corteza y el manto (Moho) del límite que se encuentra entre la litosfera y la astenosfera?
6. Describa brevemente cómo se descubrió el Moho.
7. ¿Qué pruebas utilizó Beno Gutenberg para demostrar la existencia de un núcleo central en la Tierra?
8. Supongamos que la zona de sombra para las ondas P estuviera localizada entre 120° y 160° , en vez de

- entre 105° y 140°. ¿Qué indicaría esto sobre el tamaño del núcleo?
9. Describa el primer método utilizado para medir con precisión el tamaño del núcleo interno.
 10. ¿Cuál de las tres capas de composición de la Tierra es la más voluminosa?
 11. ¿Qué se cree que provoca el aumento de la velocidad sísmica que se produce a las profundidades de 410 y 660 kilómetros?
 12. ¿Dónde está localizada la capa D" y qué papel se piensa que desempeña en el transporte de calor dentro de la Tierra?
 13. ¿Qué pruebas proporciona la sismología para indicar que el núcleo externo es líquido?
 14. ¿Por qué se considera a los meteoritos como claves sobre la composición del interior de la Tierra?
 15. Describa la composición química (mineral) de las cuatro capas principales de la Tierra: corteza (tanto continental como oceánica), manto y núcleo.
 16. Enumere tres procesos que hayan contribuido al calor interno de la Tierra.
 17. Describa el proceso de conducción.
 18. Explique brevemente cómo se transporta el calor a través del manto.

Términos fundamentales

astenosfera
capa D"
conducción
convección
corteza

discontinuidad
discontinuidad de
Mohorovicic o Moho
gradiente geotérmico
litosfera

manto
manto inferior
mesosfera
núcleo

núcleo externo
núcleo interno
zona de sombra de las
ondas P

Recursos de la web



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

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

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