

invernaderos restringen el intercambio de aire entre el interior y el exterior. No obstante, se mantiene el término «efecto invernadero».

## CAUSAS NATURALES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Se han propuesto una gran variedad de hipótesis para explicar el cambio climático. Algunas consiguieron mucho respaldo, para perderlo después y luego, a veces, volverlo a ganar. Algunas explicaciones son controvertidas. Esto es lo que cabría esperar, porque los procesos atmosféricos planetarios son a tan gran escala y tan complejos que no pueden reproducirse físicamente en experimentos de laboratorio. No obstante, el clima y sus cambios deben simularse matemáticamente (hacerse modelos) utilizando potentes ordenadores.

En el Capítulo 18, en la sección sobre «Causas de la glaciaciones» (págs. 593-596) se describen dos mecanismos «naturales» del cambio climático. Recordemos que el movimiento de las placas litosféricas mueve gradualmente los continentes terrestres acercándolos o alejándolos del ecuador. Aunque estos cambios de latitud son lentos, pueden tener un efecto notable sobre el clima a lo largo de millones de años. El movimiento de las masas de tierra puede inducir también cambios significativos en la circulación oceánica, lo que influye en el transporte de calor alrededor del globo terráqueo<sup>4</sup>.

Un segundo mecanismo natural de cambio climático comentado en el Capítulo 18 implica variaciones en la órbita terrestre. Cambios en la forma de la órbita (*excentricidad*), variaciones en el ángulo que forma el eje de la Tierra con el plano de su órbita (*oblicuidad*) y el tambaleo del eje (precesión) causan fluctuaciones en la distribución estacional y latitudinal de la radiación solar. Estas variaciones, a su vez, contribuyeron a los episodios glacial-interglacial alternos de la Edad de Hielo.

En esta sección, describimos otras dos hipótesis que han ganado importante consideración de la comunidad científica. Una de ellas se refiere al papel de la actividad volcánica. ¿Cómo afectan al clima los gases y partículas emitidas por los volcanes? Una segunda causa natural de cambio climático comentada en esta sección se refiere a la variabilidad solar. ¿Varía la producción de radiación del Sol? ¿Afectan las manchas solares a esta producción?

Después de esta ojeada a los factores naturales, examinaremos los cambios climáticos causados por el ser humano, entre ellos los efectos de la elevación de los niveles de dióxido de carbono y otros oligogases.

Según vaya leyendo esta sección, encontrará que más de una hipótesis puede explicar el mismo cambio climático. De hecho, diversos mecanismos pueden interaccionar para modificar el clima. Por otro lado, ninguna hipótesis individual puede explicar el cambio climático en todas las escalas temporales. Una propuesta que explica variaciones a lo largo de millones de años, en general, no puede explicar fluctuaciones que cubran cientos de años. Si nuestra atmósfera y sus cambios llegan a comprenderse del todo alguna vez, probablemente veamos que el cambio climático está causado por muchos de los mecanismos comentados aquí, junto a otros nuevos que todavía habrá que proponer.

## Actividad volcánica y cambio climático

La idea de que las erupciones volcánicas explosivas podrían alterar el clima de la Tierra fue propuesta por primera vez hace muchos años. Sigue siendo una explicación plausible para algunos aspectos de la variabilidad climática. Las erupciones explosivas emiten enormes cantidades de gases y partículas de grano fino a la atmósfera (Figura 21.18). Las erupciones más grandes tienen una potencia suficiente como para inyectar material muy arriba de la atmósfera, donde se expande alrededor del globo terráqueo y permanece durante muchos meses o incluso años.

### La premisa básica

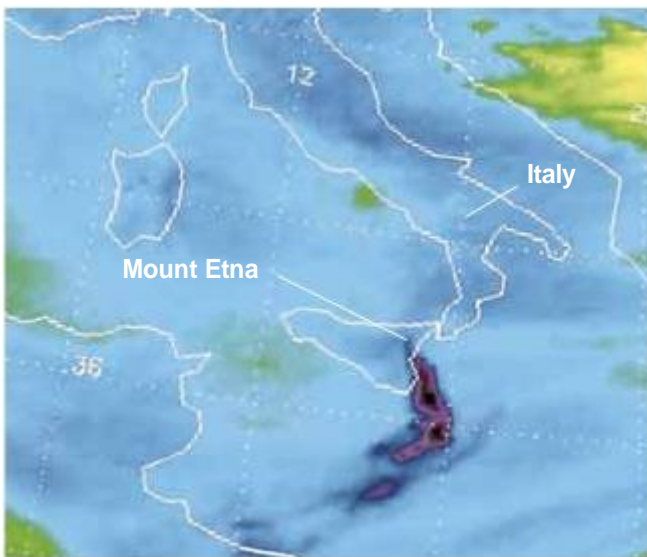
La premisa básica es que este material volcánico suspendido filtrará una porción de la radiación solar entrante, que a su vez reducirá las temperaturas en la troposfera. Hace más de 200 años, Benjamín Franklin utilizó esta idea para sostener que el material procedente de la erupción de un gran volcán islandés podría haber reflejado la luz del Sol de vuelta al espacio y, por consiguiente, podría haber sido responsable del invierno inusualmente frío de 1783-1784.

Quizá el periodo frío más notable vinculado a un acontecimiento volcánico sea el «año sin verano» que siguió a la erupción del Monte Tambora en Indonesia, en 1815. La erupción del Tambora es la mayor de los tiempos actuales. Del 7 al 12 de abril de 1815, este volcán de casi 4.000 m de altura expulsó violentamente unos 100 km cúbicos de restos volcánicos. Se cree que el efecto de los aerosoles volcánicos se propagó por el hemisferio norte. De mayo a septiembre de 1816 una serie de olas invernales afectaron al noreste de Estados Unidos y porciones adyacentes de Canadá. Hubo densas nevadas en junio y heladas en julio y agosto. También se experimentó un frío anómalo en gran parte del occidente europeo. Efectos similares, aunque

<sup>4</sup> Para más detalles sobre este tema, véase la sección titulada «Supercontinentes y clima» del Capítulo 22, pág. 720.



A.



B.

**FIGURA 21.18.** El Monte Etna, un volcán de la isla de Sicilia, haciendo erupción a finales de octubre de 2002. El monte Etna es el volcán europeo más grande y más activo. **A.** Esta foto del monte Etna mirando al este la tomó un miembro de la Estación Espacial Internacional. Muestra una pluma de ceniza volcánica fluyendo hacia el sureste del volcán. **B.** Esta imagen de la Atmospheric Infrared Sounder sobre el satélite *Aqua* de la NASA muestra la pluma de dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) en sombras de púrpura y negro. El clima puede verse afectado cuando se inyectan grandes cantidades de  $\text{SO}_2$  en la atmósfera (Imágenes por cortesía de NASA).

aparentemente menos dramáticos se asociaron con otros grandes volcanes explosivos, entre ellos el Krakatoa de Indonesia, en 1883.

Tres principales acontecimientos volcánicos han proporcionado datos e información considerables relativos al efecto de los volcanes sobre las temperaturas mundiales. Las erupciones del monte Santa Helena en el estado de Washington en 1980, el volcán mexicano El Chichón en 1982 y el Monte Pinatubo de Filipinas en 1991 han dado a los científicos la oportunidad para estudiar los

efectos atmosféricos de las erupciones volcánicas con la ayuda de tecnología más sofisticada que aquella de la que se disponía en el pasado. Imágenes por satélite y equipos de detección remota permitieron a los científicos controlar estrechamente los efectos de las nubes de gases y cenizas que emitieron esos volcanes.

### El Monte Santa Helena

Cuando entró en erupción el Monte Santa Helena, hubo una especulación inmediata sobre los posibles efectos en nuestro clima. ¿Podría una erupción de este estilo hacer que cambiara el clima? No hay duda de que la gran cantidad de ceniza volcánica emitida por la erupción explosiva tuvo significativos efectos locales y regionales durante un breve periodo. Sin embargo, los estudios indicaron que cualquier reducción de las temperaturas hemisféricas a largo plazo era despreciable. El enfriamiento fue tan ligero, probablemente inferior a  $0,1^\circ\text{C}$ , que no pudo distinguirse de otras fluctuaciones naturales de la temperatura.

### El Chichón

Dos años de supervisión y estudios después de la erupción de El Chichón en 1982 indicaron que su efecto enfriador sobre la temperatura media global fue mayor que el del Monte Santa Helena, del orden de  $0,3$  a  $0,5^\circ\text{C}$ . La erupción de El Chichón fue menos explosiva que la del Monte Santa Helena. ¿Por qué entonces tuvo un mayor impacto sobre las temperaturas globales? La razón es que el material emitido por el Monte Santa Helena era en gran medida ceniza fina que se sedimentó en un tiempo relativamente corto. El Chichón, por otro lado, emitió cantidades mucho más grandes de gas dióxido de azufre (unas 40 veces más) que el Monte Santa Helena. Este gas se combina con el vapor de agua de la estratosfera para producir una nube densa de diminutas partículas de ácido sulfúrico (Figura 21.19A). Las partículas, denominadas *aerosoles*, tardan varios años en depositarse por completo. Reducen la temperatura media de la troposfera porque reflejan la radiación solar de vuelta hacia el espacio (Figura 21.19B).

Ahora entendemos que las nubes volcánicas que permanecen en la estratosfera durante un año o más están compuestas en gran medida de gotitas de ácido sulfúrico y no de polvo, como se pensaba antes. Por tanto, el volumen de las partículas finas emitidas durante un acontecimiento explosivo no constituye un criterio preciso para predecir los efectos atmosféricos globales de una erupción.

### Monte Pinatubo

El volcán filipino Monte Pinatubo hizo erupción de manera explosiva en junio de 1991, inyectando 25-30 millones de toneladas de dióxido de azufre en la estratosfera.

## A veces los alumnos preguntan...

### ¿Podría hacer que cambiara el clima un meteorito que colisionara con la Tierra?

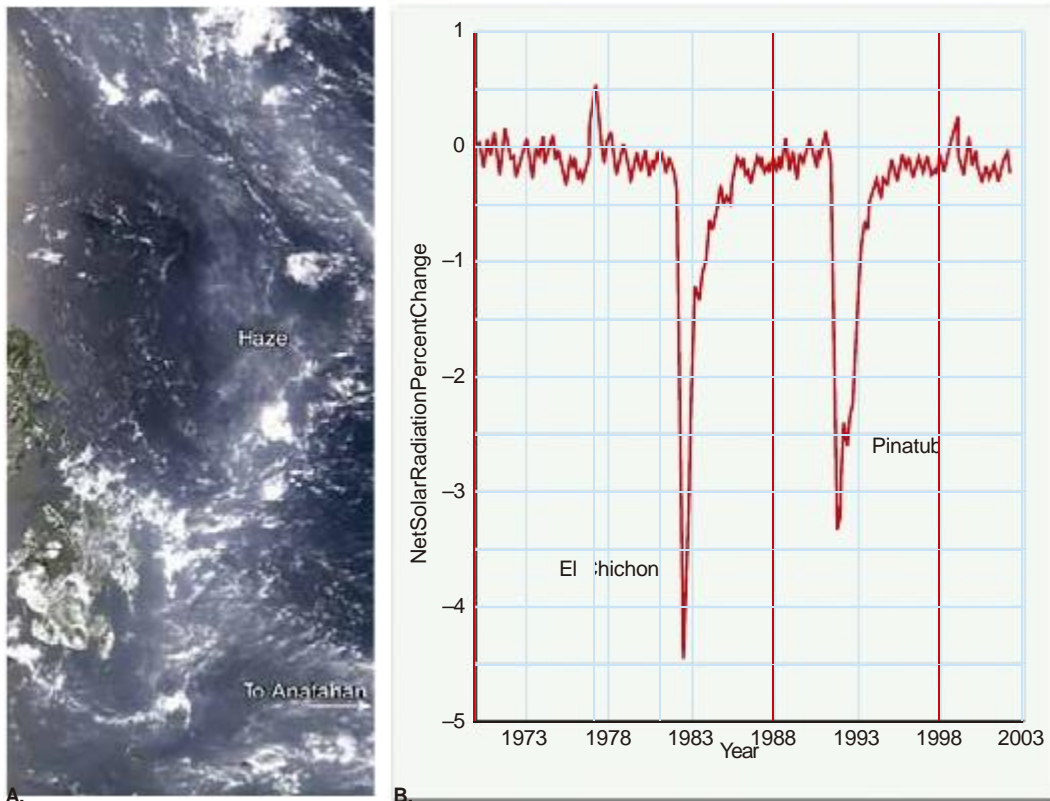
Sí, es posible. Por ejemplo, la hipótesis más sólida para la extinción de los dinosaurios (hace unos 65 millones de años) se relaciona con un acontecimiento de este tipo. Cuando un gran meteorito (de unos 10 km de diámetro) golpeó la Tierra, se lanzaron a la atmósfera inmensas cantidades de partículas. Durante meses el polvo circulante pudo restringir mucho la cantidad de luz que alcanzaba la superficie de la Tierra. Sin suficiente luz solar para la fotosíntesis, las delicadas cadenas alimenticias se colapsaron. Cuando volvió la luz del Sol, más de la mitad de las especies de la Tierra, entre ellos los dinosaurios y muchos organismos marinos, se habían extinguido. Se habla más de esto en el Capítulo 22.

El acontecimiento proporcionó a los científicos la oportunidad de estudiar el impacto climático de una erupción volcánica explosiva mayor utilizando la sonda espacial de la NASA Earth Radiation Budget Experiment. Durante el año siguiente, la bruma de diminutos

aerosoles aumentó la reflectividad y redujo las temperaturas globales 0,5 °C.

El efecto sobre la temperatura global de erupciones como las de El Chichón y el Monte Pinatubo es relativamente mínimo, pero muchos científicos están de acuerdo en que el enfriamiento producido podría alterar el patrón general de la circulación atmosférica durante un periodo limitado. Dicho cambio, a su vez, podría influir en la meteorología de algunas regiones. Predecir, o incluso identificar, efectos regionales específicos constituye todavía un reto considerable para los científicos que estudian la atmósfera.

Los ejemplos precedentes ilustran que el efecto sobre el clima de una sola erupción volcánica, con independencia de su dimensión, es relativamente pequeño y corto en el tiempo. La gráfica de la Figura 21.19B refuerza esta opinión. Por consiguiente, si el vulcanismo va a tener un efecto pronunciado a lo largo de un periodo extendido, tendrían que producirse muchas erupciones grandes muy seguidas en el tiempo. Si esto ocurriese, la estratosfera se cargaría con suficientes gases y polvo volcánico como para disminuir



**FIGURA 21.19.** A. Esta imagen de satélite muestra una pluma de bruma blanca desde el volcán Anatahan, que cubre una parte del mar de Filipinas después de una gran erupción en abril de 2005. La bruma *no* es ceniza volcánica. Consiste más bien en diminutas gotitas de ácido sulfúrico formado cuando el dióxido de azufre del volcán se combina con el agua de la atmósfera. La bruma es brillante y refleja la luz solar de vuelta el espacio (imagen NASA). B. Radiación solar neta en el observatorio hawaiano de Mauna Loa con respecto a 1970 (cero en el gráfico). Las erupciones de El Chichón y el Monte Pinatubo causaron claramente una caída transitoria de la radiación solar que alcanzaba la superficie (Tomado de Earth System Research Laboratory/NOAA).

seriamente la cantidad de radiación solar que llegue a la superficie. Como no se tiene noticia de que se haya producido un periodo de volcanismo explosivo de este tipo en tiempos históricos, se menciona más a menudo como un posible contribuyente a los cambios climáticos prehistóricos. En el Recuadro 21.1 se describe otra forma por medio de la cual el volcanismo podría influir en el clima.

## Variabilidad solar y clima

Entre las hipótesis más persistentes del cambio climático se encuentran las basadas en la idea de que el Sol es una estrella variable y que su producción de energía varía con el tiempo. El efecto de dichos cambios parecerían directos y fáciles de entender: aumentos en la producción solar harían que la atmósfera se calentara y las reducciones provocarían enfriamiento. Esta idea es atractiva porque puede utilizarse para explicar el cambio climático de cualquier duración o intensidad. Sin embargo, todavía no se han medido variaciones importantes a *largo plazo* en la intensidad total de la radiación solar fuera de la atmósfera. Dichas determinaciones ni siquiera eran posibles hasta que se dispuso de la tecnología de los satélites. Ahora que es posible, necesitaremos muchos años de registros antes de empezar a discernir cuán variable (o invariable) es realmente la energía procedente del Sol.

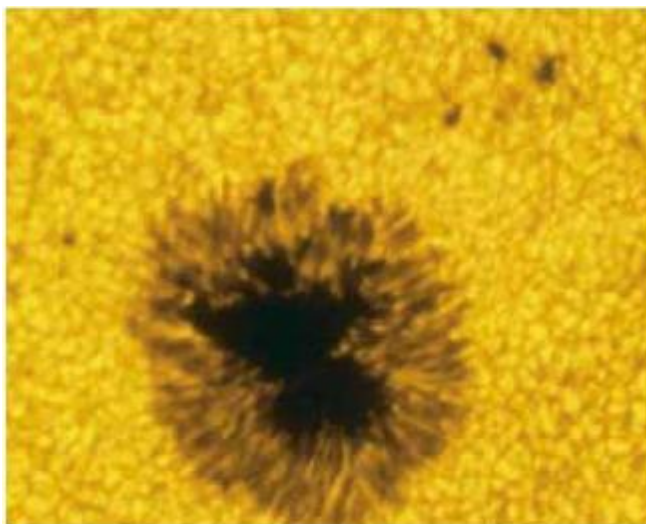
Diversas propuestas para explicar el cambio climático basadas en un Sol variable se refieren a los ciclos de las manchas solares. Las características más notables y mejor conocidas sobre la superficie del Sol son las manchas oscuras denominadas **manchas solares** (Figura 21.20). Las manchas solares son enormes tormentas magnéticas que se extienden hacia el interior solar profundo desde la superficie del Sol. Además, estas manchas están asociadas con la eyección desde el Sol de enormes masas de partículas que, al alcanzar la atmósfera superior de la Tierra, interactúan con los gases para producir las auroras boreales o luces del norte, en el hemisferio septentrional.

Junto con otra actividad solar, el número de manchas solares parece aumentar y disminuir de una manera regular, creando un ciclo de unos 11 años. En la gráfica de la Figura 21.21 se muestra el número anual de manchas solares, empezando a principios del siglo XVIII. Sin embargo, este patrón no siempre se produce. Ha habido periodos en los que el Sol carecía esencialmente de manchas solares. Además del bien conocido ciclo de 11 años, hay también un ciclo de 22 años. Este ciclo más largo se basa en el hecho de que las polaridades magnéticas de los agrupamientos de manchas solares se invierten cada 11 años sucesivos.

El interés en los posibles efectos del Sol sobre el clima se ha mantenido por un esfuerzo casi continuo



A.



B.

**FIGURA 21.20.** A. Gran grupo de manchas solares sobre el disco solar (Foto Celestron 8 por cortesía de Celestron International). B. Manchas solares que tienen una sombra (área central oscura) y una penumbra (área más clara que rodea a la sombra) visibles (Por cortesía de National Optical Astronomy Observatories).

de encontrar correlaciones a escalas temporales que van de días a decenas de millares de años. Aquí se describen brevemente dos ejemplos ampliamente debatidos.

### Manchas solares y temperatura

Los estudios indican periodos prolongados durante los cuales las manchas solares han estado ausentes, o casi. Además, estos acontecimientos se corresponden estrechamente con periodos fríos en Europa y Norteamérica. A la inversa, periodos caracterizados por abundantes manchas solares se han relacionado con épocas más cálidas en esas regiones.

## PERFIL PROFESIONAL

Michael Mann. Climatólogo

En las últimas décadas del siglo xx las evidencias del calentamiento global eran demasiado obvias como para ignorarlas. Los enormes casquetes polares de la Antártida se rompieron en islas flotantes, los glaciares de todo el mundo estaban en retirada completa y cada giro del calendario parecía tener un nuevo récord para el año más caliente que se recordaba. Pero, si este calentamiento se debía a los seres humanos o a la naturaleza, nadie estaba seguro. Los investigadores tenían que estudiar una historia del clima terrestre que fuera más allá del siglo xx.

Michael Mann, de la Universidad del Estado de Pensilvania, sabía dónde encontrar las respuestas. Los testigos de perforación del cielo, los sedimentos, los esqueletos de coral y los anillos de los árboles contienen registros naturales de las fluctuaciones de la temperatura en el pasado. Sin embargo, Mann, profesor de meteorología, indica que «es un registro confuso, no tan preciso como las lecturas del termómetro». Por ejemplo, si bien las capas anuales individuales del hielo en los testigos de perforación proporcionan una lectura directa de las condiciones atmosféricas antiguas, puede ser difícil descifrar qué capas pertenecen a qué años. Y puede haber caído nieve solo en invierno en algunas áreas, mientras que en otras pudo haber nevado durante todo el año, lo que dificulta la comparación de testigos de diferentes áreas.

Estas variables pueden hacer que la interpretación de los datos indirectos resulte compleja. Aún así, con la ayuda de métodos estadísticos y modelos climáticos modernos, Mann pudo hacer una reconstrucción de la temperatura promedio del hemisferio septentrional de los últimos 1.000 años. Mann estaba más interesado en los patrones de temperatura superficial que descubrió, pero sus colegas le sugirieron que representara también la temperatura promedio del hemisferio norte.

**«Fue este resultado aislado (el que habíamos pensado que era menos interesante de nuestro trabajo) lo que atrajo la mayor atención»**



El Dr. Michael Mann es miembro del equipo de la Penn State University, donde imparte clases en los Departamentos de Meteorología y Geología, así como en el Earth and Environmental Systems Institute. También es director del Centro Penn State Earth System Science (Foto por cortesía de on Golden).

«Fue este resultado aislado (el que habíamos pensado que era menos interesante de nuestro trabajo) lo que atrajo la mayor atención. Hablé de lo anómalo que era el calentamiento reciente», dice Mann. La gráfica reveló una tendencia alarmante. Las temperaturas se mantuvieron relativamente cálidas durante el medioevo, se enfriaron después, pero aumentaron abruptamente empezando en torno a 1900, el mismo periodo en el que los seres humanos empezaron a quemar grandes cantidades de combustibles fósiles.

Conocido como el «gráfico del palo de hockey» por su forma distintiva, el artículo de Mann publicado en 1998 causó sensación. Tal evidencia vívida de las contribuciones humanas al calentamiento ayudó a catapultar a Mann y a la cuestión del cambio climático a la escena pública. Mientras tanto, algunos comentaristas animaban a sus colegas a «romper el palo de hockey» y desacreditar la idea de una Tierra en proceso de calentamiento. Los ataques convencieron a Mann de la necesidad de propagar la investigación del

cambio climático. «Me di cuenta de que tenía la responsabilidad de usar esta información para educar al público y a los políticos e intentar hacer algo bueno con esa oportunidad», comenta.

En 2001, la investigación de Mann se convirtió en una pieza central del Tercer Informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC). Estos informes, elaborados por científicos, son resúmenes de la investigación climática más actual e importante. Mann fue el autor principal del tercer informe, y recibió distinciones singulares por su labor. Por su trabajo para concienciar sobre la amenaza del cambio climático causado por los altos mandos, el IPCC y el antiguo vicepresidente Al Gore recibieron el Premio Nobel de la paz de 2007.

Mann sigue propagando la idea del calentamiento global en la actualidad. Además de su investigación científica, ha contribuido a crear la página web RealClimate.org, en la que los propios investigadores sobre el clima comentan las noticias climatológicas. Mann es también coautor del libro *ire Predictions*, en el que se explican al público general las complejidades de la ciencia del cambio climático.

**«Me di cuenta de que tenía la responsabilidad de usar esta información para educar al público y a los políticos e intentar hacer algo bueno con esa oportunidad»**

Según Mann, los seres humanos todavía podemos enderezar el timón para evadir las peores consecuencias del calentamiento global. «Me gusta pensar que todos juntos, aquellos de nosotros que estamos comprometiendo al público con esta cuestión, estamos dando algunos pasos positivos hacia delante», comenta. Su principal mensaje es que «tenemos el futuro en nuestras manos».

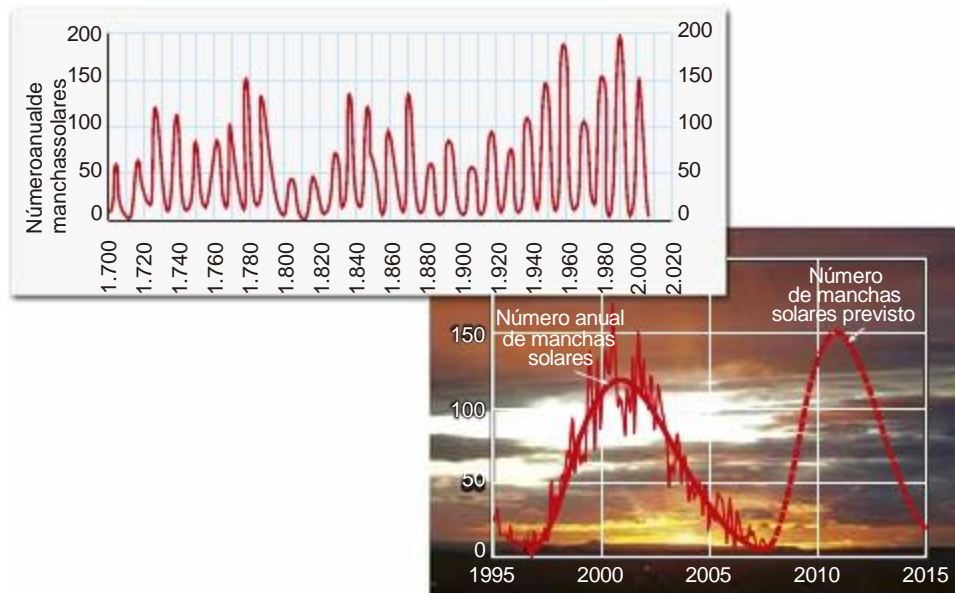


FIGURA 21.21. Número medio anual de manchas solares.

En referencia a estas coincidencias, algunos científicos han sugerido que dichas correlaciones parecen indicar que los cambios en el Sol son una causa importante del cambio climático. Pero otros científicos cuestionan seriamente esta idea. Sus dudas surgen en parte de investigaciones posteriores en las que se han utilizado registros climáticos diferentes de todo el mundo en los que no fue posible encontrar una correlación significativa entre la actividad solar y el clima. Aún más problemático es que no exista un mecanismo físico comprobable que explique el efecto alegado.

### Manchas solares y sequía

Una segunda posible conexión Sol-clima, en una escala temporal diferente de la del ejemplo anterior, se refiere a variaciones en la precipitación más que en la temperatura. Un estudio extenso de los anillos de los árboles reveló un periodo recurrente de unos 22 años en el patrón de sequías del occidente de Estados Unidos. Esta periodicidad coincide con el ciclo magnético solar de 22 años antes mencionado.

Comentando esta posible conexión, un panel del *National Research Council* señaló:

No ha aparecido todavía un mecanismo convincente que pueda conectar una característica tan sutil del Sol con los patrones de sequía en regiones limitadas. Además, el patrón cíclico de las sequías encontrado en los anillos de los árboles es en sí mismo una característica sutil que varía de un lugar a otro dentro de una amplia región del estudio<sup>5</sup>.

<sup>5</sup> *Solar Variability, Weather and Climate* (Washington, D.C.: National Academy Press, 1982), pág. 7.

Sería mucho más fácil determinar las posibles conexiones entre la variabilidad solar y el clima si los investigadores pudieran identificar vínculos físicos entre el Sol y la atmósfera inferior. Pero, pese a la mucha investigación realizada, todavía no se ha establecido bien una conexión entre las radiaciones solares y la meteorología. Las aparentes correlaciones han vacilado casi siempre cuando se han sometido a examen estadístico crítico o cuando se han ensayado con diferentes conjuntos de datos. Como consecuencia, el tema se ha caracterizado por una controversia y debate continuos.

## IMPACTO HUMANO SOBRE EL CLIMA GLOBAL

Hasta ahora hemos examinado cuatro posibles causas de cambio climático que son naturales. En esta sección comentaremos cómo los seres humanos contribuimos al cambio climático global (Recuadro 21.2). Un efecto es consecuencia en gran medida de la adición de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero a la atmósfera. Un segundo efecto se relaciona con la adición de los aerosoles generados por el ser humano a la atmósfera.

La influencia humana sobre el clima regional y global no empezó exactamente con el inicio del periodo industrial moderno. Hay buena evidencia de que las personas han estado modificando el entorno sobre áreas extensas durante miles de años. El uso del fuego y el exceso de pastoreo de las tierras marginales por los animales domésticos han reducido la abundancia y la distribución de la vegetación. Alterando la cobertura

## La Tierra como sistema

Una posible relación entre el vulcanismo y el cambio climático en el pasado geológico

RECUADRO 21.1

El Cretácico es el último periodo de la era Mesozoica, la era de la *vida media* que suele denominarse la «edad de los dinosaurios». Empezó hace unos 125,5 millones de años y finalizó hace alrededor de 65,5 millones de años con la extinción de los dinosaurios (y muchas otras formas de vida también).

El clima del Cretácico fue uno de los más calientes en la larga historia de la Tierra. Los dinosaurios, que se asocian con temperaturas suaves, pastaban al norte del círculo ártico. Existían bosques tropicales en Groenlandia y la Antártida, y los arrecifes de coral se extendían 15° de latitud más próxima a los polos que en la actualidad. Depósitos de turba que acabarían formando capas generalizadas de carbón se acumularon en latitudes altas. El nivel del mar era hasta 200 m más alto que el actual, lo que indica que no había casquetes de hielo polar.

¿Cuál fue la causa de los climas inusualmente cálidos del periodo Cretácico? Entre los factores significativos que pueden haber contribuido se cuenta una intensificación del efecto invernadero debido a un aumento de la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera.

¿De dónde procedía el CO<sub>2</sub> añadido que contribuyó al calentamiento del Cretácico? Muchos geólogos sugieren que la fuente probable era la actividad volcánica. El dióxido de carbono es uno de los gases emitidos durante el vulcanismo, y en la actualidad hay considerable evidencia geológica de que el Cretácico medio fue una época en la que hubo una tasa inusualmente elevada de actividad volcánica. Se formaron inmensas llanuras de lava oceánica en el fondo del Pacífico occidental durante este periodo. Estas vastas estructuras se asociaron con puntos calientes que pueden haber sido el producto de grandes plumas del manto. Efusiones masivas de lava a lo largo de millones de años

Para más detalles sobre el final del Cretácico, véase el Capítulo 22.



**FIGURA 21.A.** Los famosos depósitos de creta, conocidos como los White Cliffs of Dover, están asociados con la expansión de la vida marina que se produjo durante el calor excepcional del periodo Cretácico (Fotos de Jon Arnold/Getty Images).

habrían ido acompañadas de la liberación de enormes cantidades de CO<sub>2</sub>, que a su vez habrían potenciado el efecto invernadero atmosférico. *Por tanto, el calentamiento que caracterizó el Cretácico puede haber tenido sus orígenes en el manto profundo de la Tierra.*

Hubo otras probables consecuencias de este periodo extraordinariamente cálido que se relacionan con la actividad volcánica. Por ejemplo, las elevadas temperaturas globales y el enriquecimiento atmosférico en CO<sub>2</sub> del Cretácico produjeron aumentos en la cantidad y los tipos de fitoplancton (plantas diminutas, fundamentalmente microscópicas, como las algas) y otras formas de vida oceánicas. Esta expansión de la vida marina se refleja en los depósitos de creta asociados con el periodo Cretácico (Figura 21.A). La creta está constituida por las partes duras ricas en calcita de los organismos marinos

microscópicos. El petróleo y el gas se originan por la alteración de los restos biológicos (fundamentalmente el fitoplancton). Algunos de los campos más importantes de petróleo y gas del mundo se encuentran en los sedimentos marinos de la época del Cretácico, una consecuencia de la mayor abundancia de vida marina durante esta época cálida.

Esta lista de posibles consecuencias relacionadas con el periodo extraordinario de vulcanismo durante el Cretácico dista mucho de ser completa, pero sirve para ilustrar las interrelaciones entre las partes del sistema Tierra. Materiales y procesos que, en principio, podría parecer que carecen por completo de relación resultan estar relacionados. Aquí, hemos visto cómo procesos que se originan en las zonas profundas del interior de la Tierra están conectados directa o indirectamente con la atmósfera, los océanos y la biosfera.

del suelo, los humanos han modificado factores climatológicos tan importantes como el albedo de superficie, las velocidades de evaporación y los vientos de superficie. Comentando este aspecto de la modificación del clima inducida por el ser humano, el fallecido astrónomo Carl Sagan observó: «En contraste con la opinión prevaleciente en que solo los humanos actuales son

capaces de alterar el clima, creemos que es más probable que la especie humana haya tenido un impacto sustancial y continuo sobre el clima desde la invención del fuego<sup>6</sup>».

<sup>6</sup> Carl Sagan et al., «Anthropogenic Albedo Changes and the Earth's Climate», *Science*, 206, n.º 4425 (1980), pág. 367.

## A veces los alumnos preguntan...

### ¿Hay conexión entre los cambios de la luminosidad solar y la reciente evidencia de calentamiento global?

Según la investigación reciente que utiliza los datos tomados por los satélites, parece que la respuesta es negativa. Los científicos que llevaron a cabo este análisis detallado indican que las variaciones en el brillo solar medido desde 1978, que es desde cuando se están realizando esas medidas, son demasiado pequeñas como para contribuir apreciablemente al calentamiento global acelerado experimentado en los últimos 30 años.

<sup>6</sup> P. Foukal, *et al.*, «Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate», *Nature*, vol. 443, 14 de septiembre de 2006, pág. 161-66.

Posteriormente estas ideas fueron reforzadas y expandidas por un estudio en el que se utilizaron datos recogidos de los testigos de perforación del hielo de la Antártida. Esta investigación sugería que los humanos pueden haber empezado a tener un impacto significativo sobre la composición atmosférica y las temperaturas globales hace miles de años.

Los humanos empezaron a subir el termostato lentamente hace ya 8.000 años, cuando empezaron a talar los bosques para la agricultura, y hace 5.000 años con la llegada del cultivo húmedo del arroz. Los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono y metano, producidos por estos cambios habrían calentado el mundo...<sup>7</sup>

## DIÓXIDO DE CARBONO, OTROS GASES Y CAMBIO CLIMÁTICO

Antes hemos aprendido que el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) representa solo alrededor del 0,038 por ciento de los gases que componen el aire limpio y seco. No obstante, es un componente muy significativo desde el punto de vista meteorológico. El dióxido de carbono es influyente porque es transparente a la radiación solar de longitud de onda corta entrante, pero no lo es a alguna de la radiación de longitud de onda más larga que sale de la Tierra. Una parte de la energía que sale del terreno es absorbida por el CO<sub>2</sub> atmosférico. Esta energía es posteriormente reemitida, parte de ella de vuelta hacia la superficie, manteniendo de este modo el aire que está cerca del suelo más caliente de lo que estaría sin el CO<sub>2</sub>.

<sup>7</sup> An Early Start for Greenhouse Warming?, *Science*, vol. 303, 16 de enero de 2004. Este artículo es un informe sobre una presentación del climatólogo William Ruddiman en la reunión de la American Geophysical Union en diciembre de 2003.

Así pues, junto con el vapor de agua, el dióxido de carbono es en gran medida responsable del *efecto invernadero* de la atmósfera. El dióxido de carbono es un importante absorbente de calor, de lo que se deduce lógicamente que cualquier cambio en el contenido de CO<sub>2</sub> del aire podría alterar las temperaturas en la atmósfera inferior.

## Los niveles de CO<sub>2</sub> están aumentando

La tremenda industrialización de la Tierra experimentada en los dos siglos pasados ha sido alimentada (y todavía lo es) por la quema de los combustibles fósiles: carbón, gas natural y petróleo (véase Figura 23.4, pág. 749). La combustión de estos combustibles ha añadido grandes cantidades de dióxido de carbono a la atmósfera.

El uso de carbón y otros combustibles es el medio más prominente por el cual los seres humanos añaden CO<sub>2</sub> a la atmósfera, pero no es la única manera. La tala de los bosques contribuye también de manera sustancial, porque se libera CO<sub>2</sub> cuando la vegetación se quema o se descompone. La deforestación es particularmente pronunciada en los trópicos, donde se talan vastas extensiones para ganadería y agricultura o son sometidas a ineficientes operaciones de la tala comercial (Figura 21.22). Según las estimaciones U.N., durante la década de 1990 se destruyeron cada año de una forma permanente casi 10,2 millones de hectáreas de bosque tropical. Entre los años 2000 y 2005 la cifra promedio ascendió hasta 10,4 millones de hectáreas por año.

Algo del exceso de CO<sub>2</sub> es captado por las plantas o disuelto en el océano. Se estima que del 45 al 50 por ciento permanece en la atmósfera. La Figura 21.23 es un registro gráfico de los cambios que se han producido en el CO<sub>2</sub> atmosférico en los últimos 400.000 años. Durante este largo periodo, las fluctuaciones naturales oscilaron entre alrededor de 180 y 300 ppm. Como consecuencia de las actividades humanas, el nivel de CO<sub>2</sub> actual es alrededor de un 30 por ciento más elevado que su nivel más alto como mínimo a lo largo de los últimos 350.000 años. El rápido aumento en las concentraciones de CO<sub>2</sub> desde el comienzo de la industrialización es obvio. La tasa anual a la cual están creciendo las concentraciones de CO<sub>2</sub> atmosférico han ido aumentando a lo largo de las últimas décadas (Figura 21.24).

## La respuesta de la atmósfera

Dado el aumento en el contenido de dióxido de carbono atmosférico, ¿han aumentado las temperaturas globales en realidad? La respuesta es sí. Según un informe de 2007 del *Intergovernmental Panel on Climate*





A.



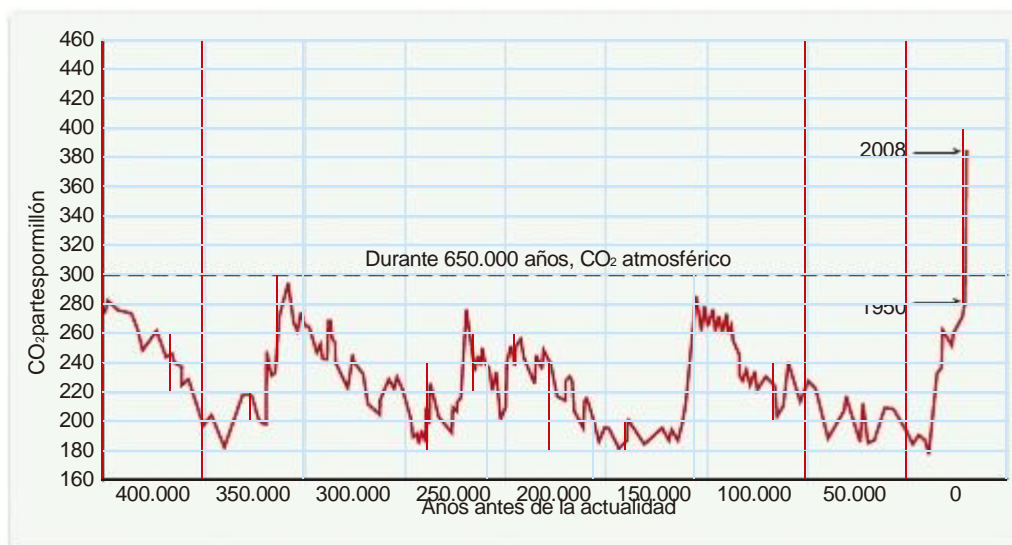
B.

**FIGURA 21.22.** La tala de los bosques tropicales es una cuestión ambiental importante. Además de la pérdida de biodiversidad, la deforestación tropical es una fuente significativa de dióxido de carbono. **A.** Esta imagen de satélite tomada en agosto de 2007 muestra la deforestación del bosque tropical en la Amazonia en el oeste brasileño. El bosque intacto aparece en verde oscuro mientras que las áreas taladas están en color marrón (tierra desnuda) o verde claro (cosechas y pasto) (NASA). **B.** Los fuegos se utilizan a menudo para limpiar el terreno. Esta escena es también de la cuenca amazónica de Brasil (Foto de Pete Oxford/Nature Picture Library).

*Change* (IPCC), «el calentamiento del sistema climático es inequívoco, como se pone ahora de manifiesto a partir de las observaciones de aumentos en las temperaturas promedio globales de los océanos y del aire, la fusión generalizada de la nieve y el hielo, y la elevación global del nivel del mar»<sup>8</sup>. La mayor parte del

aumento observado en las temperaturas promedio globales desde mediados del siglo xx se debe *muy probablemente* al aumento observado en las concentraciones de gases de efecto invernadero generados por los humanos. (Tal como el IPCC lo utiliza, *muy probablemente* indica una probabilidad del 90-99 por ciento.) El calentamiento global desde mediados de la década de 1970 es ahora de unos 0,6 °C y el calentamiento total en el siglo pasado es de unos 0,8 °C. La tendencia ascendente en las temperaturas de superficie se muestra en la

<sup>8</sup> IPCC, Summary for Policy Makers, en *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Pág. 4. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY.



**FIGURA 21.23.** Concentraciones de dióxido de carbono durante los últimos 400.000 años. La mayor parte de los datos procede del análisis de las burbujas de aire atrapadas en los testigos de perforación del hielo. El registro que se lleva desde 1958 procede de las determinaciones directas del CO<sub>2</sub> atmosférico tomadas en el Observatorio Mauna Loa hawaiano. Resulta obvio el rápido aumento de las concentraciones de CO<sub>2</sub> desde el comienzo de la revolución industrial.



**FIGURA 21.24.** Los norteamericanos son responsables de alrededor del 25 por ciento de las emisiones de gases de efecto invernadero del mundo. Esto supone hasta 24.300 kg de dióxido de carbono al año para un americano medio, lo que corresponde a unas cinco veces las emisiones del ciudadano mundial medio. En este diagrama se representan algunas de las formas mediante las cuales los estadounidenses contribuyen a estas emisiones. (Datos tomados de diversas agencias gubernamentales de Estados Unidos; foto de Jerry Schad/Photo Researchers, Inc.).

Figura 21.25A. En el mapa mundial de la Figura 21.25B se compara las temperaturas de superficie para 2008 con el periodo basal (1951-1980). Puede observarse que el mayor calentamiento ha tenido lugar en la Antártida y en las regiones vecinas de latitudes altas. Aquí hay algunos hechos relacionados.

disponemos de registros instrumentales (desde 1850), 13 de los últimos 40 años se encuentran entre los 14 más cálidos (Figura 21.26).

en cualquier momento de, como mínimo, los últimos 500 a 1.000 años.

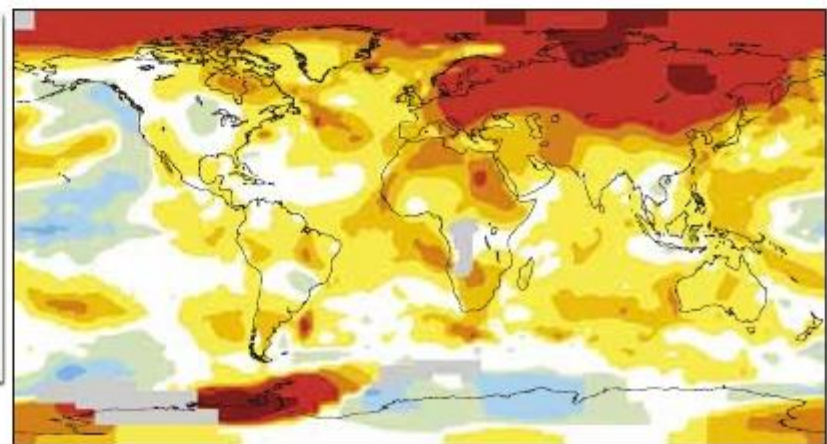
ha aumentado hasta profundidades de por lo menos 3.000 m.

¿Están causadas por la actividad humana estas tendencias de temperatura, o se habrían producido de cualquier manera? El consenso científico del IPCC es que la actividad humana fue *muy probablemente* responsable de la mayor parte del aumento de temperatura desde 1950.

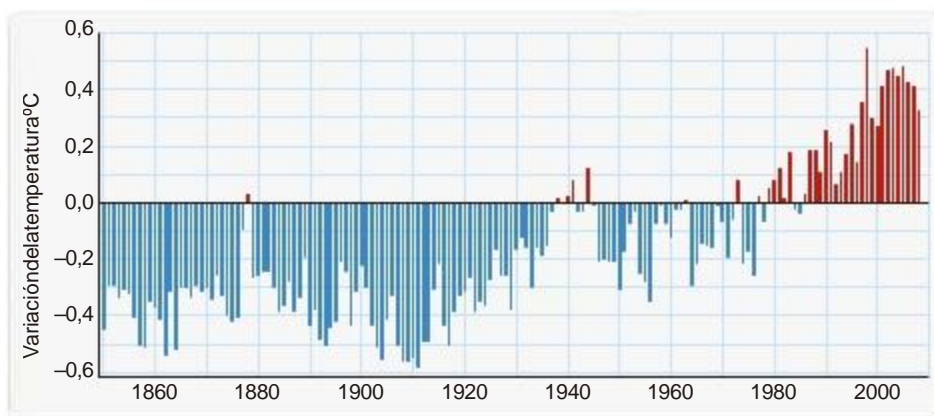
¿Y qué pasa con el futuro? Las proyecciones para los años venideros dependen en parte de las cantidades de gases de efecto invernadero que se emitan. En la Figura 21.27 se muestran las mejores estimaciones de calentamiento global para diversos escenarios diferentes. El informe del IPCC de 2007 también establece que si hay una duplicación del nivel de dióxido de carbono preindustrial (280 ppm) a 560 ppm, el aumento «probable» de temperatura se situará en el intervalo de 2 a 4,5 °C. Es «muy improbable» (probabilidad del uno al 10 por ciento) que el aumento sea inferior a 1,5 °C y no pueden descartarse valores superiores a 4,5 °C.



**FIGURA 21.25. A.** En el gráfico se muestra el cambio de temperatura global en grados centígrados desde el año 1880. **B.** El mapa mundial muestra cómo las temperaturas de 2008 se desviaron de la media del periodo básico de cálculo de 1951-1980. Destacan claramente las latitudes altas en el hemisferio norte (Tomado de NASA/Goddard Institute for Space Studies).



Diferencia de temperatura (°C) en comparación con la media de 1951-1980



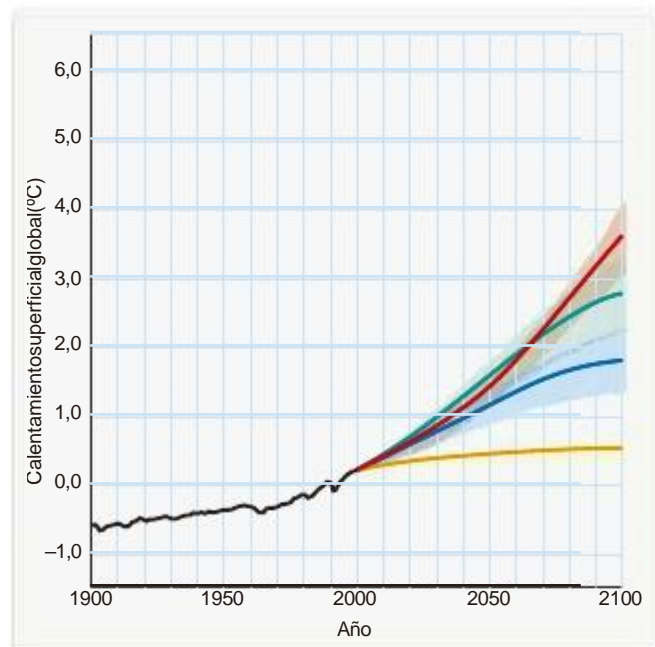
**FIGURA 21.26.** Variaciones anuales de la temperatura global media para el periodo 1850 a 2008. La base para la comparación es el promedio para el periodo 1961-1990 (la línea 0,0 del gráfico). Cada barra del gráfico representa una desviación de la temperatura media global con respecto al promedio de 1961-1990 para un año concreto. Por ejemplo, la temperatura media global para 1862 fue más de 0,5 °C inferior al promedio de 1961-1990, mientras que la media global para 1998 fue más de 0,5 °C superior.

## El papel de los oligogases

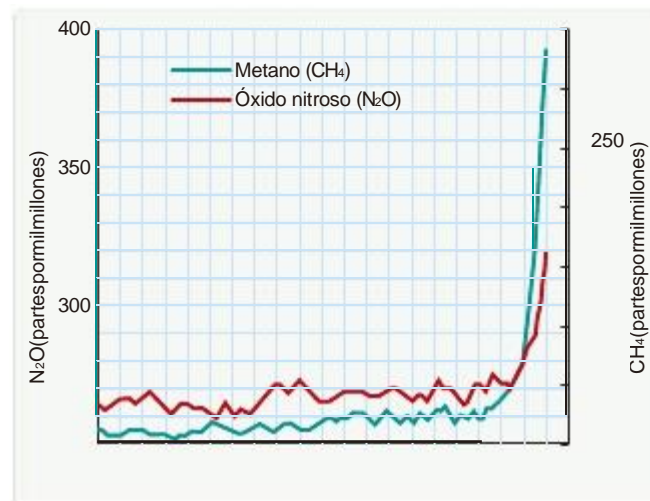
El dióxido de carbono no es el único gas que contribuye al aumento global de la temperatura. En los últimos años los meteorólogos han comprendido que las actividades industriales y agrícolas del ser humano están causando una acumulación de diversos oligogases que

también desempeñan un papel significativo. Las sustancias se denominan *oligogases* porque su concentración es mucho menor que la del dióxido de carbono. Los oligogases más importantes son el metano ( $\text{CH}_4$ ), el óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) y los clorofluorocarbonados (CFC). Estos gases absorben longitudes de onda de la radiación que sale de la Tierra que de otro modo escaparían al espacio. Individualmente su impacto es modesto, pero en conjunto los efectos de estos oligogases desempeñan un papel significativo en el calentamiento de la troposfera.

El metano está presente en cantidades mucho menores que el  $\text{CO}_2$ , pero su importancia es mayor de lo que indicaría su concentración relativamente pequeña (Figura 21.28). La razón es que el metano absorbe la



**FIGURA 21.27.** La mitad izquierda del gráfico (línea negra) muestra los cambios de temperatura globales para el siglo xx. La mitad derecha



0

500

1

000

15

00

200

0

Año

muestra el calentamiento global proyectado en diferentes escenarios de emisiones. La zona sombreada adyacente a cada línea coloreada muestra un intervalo de incertidumbre para cada escenario. La base para la comparación (0,0 en el eje vertical) es el promedio global para el periodo 1980-1999. La línea naranja representa el escenario en el cual las concentraciones de dióxido de carbono se mantuvieron constantes en los valores del año 2000 (Tomado de IPCC, 2007).

**FIGURA 21.28.** Aumentos en las concentraciones de dos oligogases, el metano (CH<sub>4</sub>) y el óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), que contribuyen al calentamiento global. Es obvia la elevación clara durante la era industrial (Tomado de U.S. Global Change Research Program).

2.000  
1.800  
1.600  
1.400  
1.200  
1.000  
800

radiación infrarroja emitida por la Tierra con una eficacia unas 20 veces mayor que el  $\text{CO}_2$ .

El metano es producido por las bacterias anaerobias en lugares húmedos donde el oxígeno es escaso (anaerobio significa «sin aire», específicamente sin oxígeno). Dichos lugares son los pantanos, las marismas, las ciénagas y el intestino de las termitas y los rumiantes como el ganado vacuno y ovino. El metano se genera también en los arrozales inundados (pantanos artificiales) utilizados para cultivar arroz. La minería del carbón y las perforaciones para extraer petróleo y gas natural son otras fuentes, porque el metano es un subproducto de la formación de estos combustibles (Figura 21.29).

La concentración de metano en la atmósfera ha aumentado con rapidez desde 1800, un aumento que ha seguido el ritmo de crecimiento de la población humana. Esta relación refleja la estrecha conexión

entre la formación de metano y la agricultura. Según ha aumentado la población, lo ha hecho el número de vacas y de arrozales.

El óxido nitroso, a veces llamado «gas de la risa», también se está acumulando en la atmósfera, aunque no con tanta rapidez como el metano (véase Figura 21.28). El aumento es consecuencia fundamentalmente de la actividad agrícola. Cuando los granjeros utilizan fertilizantes de nitrógeno para reforzar las cosechas, algo del nitrógeno entra en el aire como óxido nitroso. Este gas se produce también en la combustión de los combustibles fósiles a temperatura elevada. Su liberación anual en la atmósfera es pequeña, pero la vida de una molécula de óxido nitroso es de unos 150 años. Si el empleo de fertilizantes de nitrógeno y combustibles fósiles crece a los ritmos previstos, el óxido nitroso puede hacer una contribución al calentamiento por el



A.



B.

**FIGURA 21.29.** A. La minería del carbón y la perforación para encontrar petróleo y gas natural son fuentes de metano. Esta gran llama corresponde al metano que se está quemando en un pozo de petróleo. B. El metano lo producen también las bacterias anaerobias en lugares húmedos, donde el oxígeno es escaso (anaerobio significa «sin aire», específicamente, sin oxígeno). Esos lugares son los pantanos, los humedales, las marismas y los intestinos de las termitas y de los rumiantes, como el ganado vacuno y el ovino. También se genera metano en los arrozales (Foto de la izquierda de Kim Steele/Getty Images; foto de la derecha de Moodboard/CORBIS).

efecto invernadero que se aproxime a la mitad de la del metano.

A diferencia del metano y el óxido nitroso, los clorofluorocarbonos (CFC) no están presentes de forma natural en la atmósfera. Son productos químicos fabricados con muchos usos que han ganado notoriedad porque son responsables del agotamiento del ozono en la estratosfera. El papel de los CFC en el calentamiento global se conoce peor. Los clorofluorocarbonos son gases de efecto invernadero muy eficaces. No empezaron a producirse hasta la década de 1920 y no se utilizaron en grandes cantidades hasta la de 1950, pero ya contribuyen al efecto invernadero a un nivel igual al del metano. Aunque se han tomado acciones correctoras, los niveles de clorofluorocarbonos *no* disminuirán rápidamente. Los CFC permanecen en la atmósfera durante décadas, de modo que aun en el caso de que se interrumpieran inmediatamente todas las emisiones de CFC, la atmósfera no se libraría de ellos durante muchos años.

El dióxido de carbono es claramente la causa individual más importante del global calentamiento invernadero previsto. Sin embargo, no es el único que contribuye. Cuando se reúnen y proyectan en el futuro los efectos de todos los gases de invernadero generados por el ser humano distintos del CO<sub>2</sub>, su impacto colectivo aumenta de manera significativa el efecto causado por el CO<sub>2</sub> solo.

Modelos sofisticados de ordenador demuestran que el calentamiento de la atmósfera interior provocado por el CO<sub>2</sub> y los oligogases no será igual en todas partes. Antes bien, la respuesta de temperatura en las regiones polares podría ser el doble o el triple que el promedio mundial. Una razón es que la troposfera polar es muy estable, lo que suprime la mezcla vertical y por tanto limita la cantidad de calor de superficie transferido

hacia arriba. Además, la reducción prevista del hielo contribuirá también al mayor aumento de temperatura. Este tema se explorará con más detalle en la sección siguiente.

## MECANISMOS DE RETROALIMENTACIÓN DEL CLIMA

El clima es un sistema físico interactivo muy complejo. Por tanto, cuando se altera algún componente del sistema climático, los científicos deben considerar muchos posibles resultados. Esos posibles resultados se denominan **mecanismos de retroalimentación del clima** y complican los esfuerzos de elaboración de modelos climáticos además de añadir mayor incertidumbre a las predicciones climatológicas.

¿Qué mecanismos de retroalimentación del clima están relacionados con el dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero? Un mecanismo importante es que temperaturas de superficie más calientes aumentan las tasas de evaporación. Esto a su vez aumenta el contenido de vapor de agua de la atmósfera. Recordemos que el vapor de agua es un absorbente de la radiación emitida por la Tierra incluso más potente que el dióxido de carbono. Por consiguiente, con más vapor de agua en el aire, se refuerza el aumento de la temperatura causado por el dióxido de carbono y los oligogases.

Recordemos que el aumento de la temperatura a latitudes altas puede ser dos o tres veces superior al promedio global. Esta suposición se basa en parte en la probabilidad de que el área cubierta por el mar de hielo disminuya a medida que aumentan las temperaturas de superficie. Dado que el hielo refleja un porcentaje mucho mayor de radiación solar entrante que el agua abierta, la fusión del mar de hielo sustituirá una superficie muy reflectante por una superficie relativamente oscura (Figura 21.30). El resultado es un aumento sustancial de la absorción de energía solar en la superficie, que a su vez, retroalimenta a la atmósfera y amplifica el aumento inicial de la temperatura creado por niveles más elevados de gases invernadero.

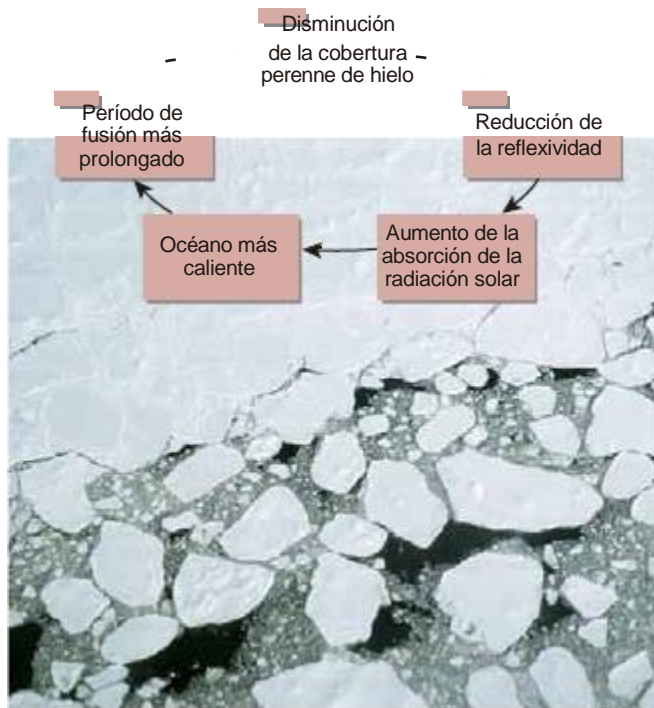
Hasta ahora los mecanismos de retroalimentación del clima comentados han amplificado la elevación de la temperatura causada por la acumulación de dióxido de carbono. Dado que estos efectos refuerzan el cambio inicial, se denominan **mecanismos de retroalimentación positiva**. Sin embargo, otros efectos deben clasificarse como **mecanismos de retroalimentación negativa** porque producen resultados que son exactamente opuestos al cambio inicial y tienden a compensarlo.

Un resultado probable de una elevación de la temperatura global sería un aumento acompañante de

### A veces los alumnos preguntan...

#### ¿Qué es el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático?

Al reconocer el problema del posible cambio climático global, la organización meteorológica mundial y el programa ambiental de las Naciones Unidas establecieron el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) en 1988. El IPCC evalúa la información científica, técnica y socioeconómica que es relevante para entender el cambio climático inducido por el ser humano. Este grupo autorizado proporciona asesoramiento a la comunidad mundial a través de informes periódicos que evalúan el estado de conocimiento de las causas del cambio climático. Más de 1.250 autores y 2.500 revisores científicos de más de 130 países contribuyeron al informe más reciente del IPCC, Cambio Climático 2007: el Cuarto Informe de Evaluación (*Climate Change The fourth Assessment Report*).



**FIGURA 21.30.** En esta imagen de satélite se muestra la ruptura durante la primavera del mar de hielo próximo a la Antártida. Se inserta un probable bucle de retroalimentación. Una disminución del mar de hielo actuaría como un mecanismo de retroalimentación positiva porque la reflectividad superficial disminuiría y la cantidad de energía absorbida en la superficie aumentaría (Reproducido con permiso de «Science» (cubierta, 25 enero 2002). Copyright American Association for the Advancement of Science. Foto: D.N. Thomas).

la cobertura de nubes, debido al mayor contenido de humedad de la atmósfera. La mayor parte de las nubes son buenos reflectores de la radiación solar. Al mismo tiempo, sin embargo, son también buenos absorbentes y emisores de la radiación emitida por la Tierra. Por consiguiente, las nubes producen dos efectos opuestos. Por un lado, constituyen un mecanismo de retroalimentación negativa porque aumentan la reflexión de la radiación solar y por tanto disminuyen la cantidad de energía solar disponible para calentar la atmósfera. Por otro lado, las nubes actúan como un mecanismo de retroalimentación positiva al absorber y emitir la radiación que de lo contrario se perdería desde la troposfera.

¿Qué efecto es más fuerte, si lo es alguno? Los modelos atmosféricos demuestran que el efecto negativo de una mayor reflectividad es dominante. Por consiguiente, el resultado neto de un aumento de la nubosidad debe ser una disminución de la temperatura del aire. Sin embargo, no se cree que la magnitud de esta retroalimentación negativa sea tan grande como la retroalimentación positiva causada por la adición de humedad y la disminución del mar de hielo. Por tanto, aunque aumentos de la cobertura de nubes pueden

compensar en parte un aumento de la temperatura global, los modelos climáticos demuestran que el efecto último del aumento proyectado de CO<sub>2</sub> y oligogases seguirá siendo un aumento de la temperatura.

El problema del calentamiento global causado por los cambios inducidos por el ser humano en la composición atmosférica sigue siendo uno de los aspectos más estudiados del cambio climático. Ningún modelo incorpora todavía la gama completa de factores y retroacciones posibles, pero el consenso científico es que el aumento de los niveles de dióxido de carbono y de oligogases atmosféricos producirá un planeta más caliente con una distribución diferente de regímenes climáticos.

## CÓMO INFLUYEN LOS AEROSOLES EN EL CLIMA

El aumento de los niveles de dióxido de carbono y otros gases de invernadero en la atmósfera es la influencia humana más directa sobre el clima global. Pero no es el único impacto. El clima mundial se ve afectado también por actividades humanas que contribuyen al contenido de aerosoles de la atmósfera. Recordemos que los aerosoles son partículas diminutas, a menudo microscópicas, de líquido y sólido suspendidas en el aire. A diferencia de las gotitas de las nubes, los aerosoles están presentes incluso en el aire relativamente seco. Los aerosoles atmosféricos están compuestos por muchos materiales diferentes, entre ellos suelo, humo, sal del mar y ácido sulfúrico. Las fuentes naturales son numerosas e incluyen fenómenos como las tormentas de polvo y los volcanes.

En la actualidad la contribución humana de aerosoles a la atmósfera es igual a la cantidad emitida por fuentes naturales. La mayor parte de los aerosoles generados por el ser humano procede del dióxido de azufre emitido durante la combustión de los combustibles fósiles y como consecuencia de la quema de vegetación para limpiar la tierra agrícola. Reacciones químicas en la atmósfera convierten el dióxido de azufre en aerosoles de sulfato, el mismo material que produce la precipitación ácida.

¿Cómo afectan los aerosoles al clima? Los aerosoles actúan directamente reflejando la luz solar de vuelta al espacio e indirectamente convirtiendo las nubes en reflectores «más brillantes». El segundo efecto se relaciona con el hecho de que muchos aerosoles (como los compuestos que tienen sal o ácido sulfúrico) atraen agua y por tanto son especialmente efectivos como núcleos de condensación de nubes. La cantidad de aerosoles producidos por las actividades humanas (en especial las emisiones industriales) desencadenan un aumento del número de gotitas que se forman dentro de una nube. Un mayor número de gotitas pequeñas aumenta



## ENTENDER LA TIERRA

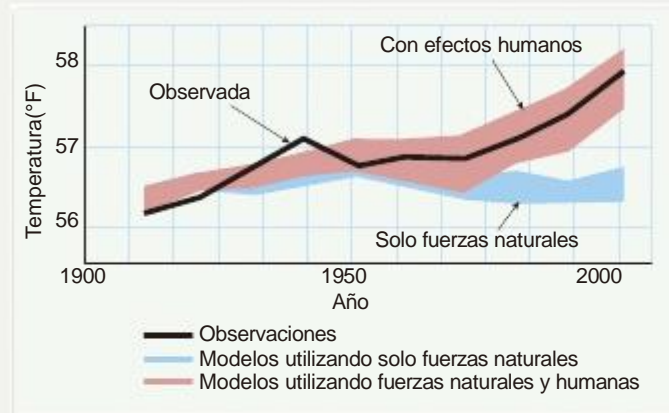
Modelos informáticos del clima: herramientas importantes, pero imperfectas

RECUADRO 21.2

El sistema climático de la Tierra es extraordinariamente complejo. Los actualizados y exhaustivos modelos de simulación climática se cuentan entre las herramientas básicas utilizadas para elaborar posibles escenarios de cambio climático. Se basan en leyes fundamentales de la física y la química e incorporan interacciones humanas y biológicas. Los modelos simulan muchas variables: temperatura, precipitación, cobertura de nieve, humedad del suelo, vientos, nubes, mar de hielo y circulación oceánica por el globo terráqueo entero a través de las estaciones y a lo largo de décadas.

En muchos otros campos de estudio, las hipótesis pueden ser probadas por experimentación directa en el laboratorio o por observaciones y medidas en el campo. Sin embargo, esto no suele ser posible en el estudio del clima. Por el contrario, los científicos deben construir modelos de ordenador de cómo funciona el sistema climático de nuestro planeta. Si entendemos el sistema climático correctamente construimos el modelo apropiado, el comportamiento del sistema climático del modelo debe imitar el comportamiento del sistema climático terrestre (Figura 21.B).

¿Qué factores influyen en la precisión de los modelos climáticos? Por supuesto, los modelos matemáticos son versiones *simplificadas* y no pueden captar su completa complejidad, en especial a escalas geográficas menores. Además, cuando se utilizan modelos de ordenador para simular el cambio



**FIGURA 21.B.** La banda azul muestra cómo habría cambiado la temperatura media global solo como consecuencia de las fuerzas naturales, según modelos climáticos simulados. La banda roja muestra las proyecciones de los efectos combinados de las fuerzas humanas y naturales del modelo. La línea negra muestra las temperaturas promedio globales reales observadas. Como indica la banda azul, sin influencia humana, la temperatura durante el pasado siglo primero habría aumentado y luego habría disminuido ligeramente en las décadas recientes. Las bandas de colores se utilizan para expresar el intervalo de incertidumbre. (Tomado del U.S. Global Change Research Program).

climático futuro, tienen que hacerse muchas suposiciones que influyen de manera significativa en el resultado. Debe considerarse una serie de posibilidades para los cambios futuros en la población, el crecimiento económico, el consumo de combustibles fósiles, el desarrollo tecnológico, los avances en la eficiencia energética, y más.

A pesar de los muchos obstáculos, nuestra capacidad para usar los superordenadores para simular el clima sigue mejorando. Los modelos actuales están lejos de ser infalibles, pero son herramientas potentes para entender a qué podría parecerse el clima futuro de la Tierra.

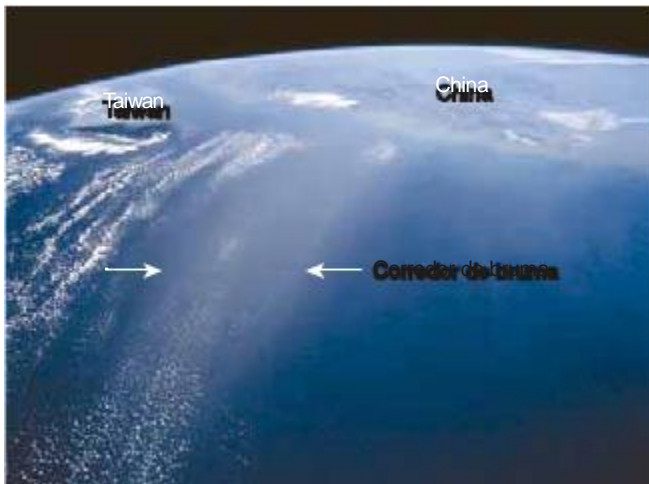
el brillo de la nube, es decir, se refleja más luz solar de vuelta al espacio.

Al reducir la cantidad de energía solar disponible para el sistema climático, los aerosoles tienen un efecto enfriador neto. Los estudios indican que el efecto refrigerador de los aerosoles generados por los seres humanos compensa una porción del calentamiento global causado por las crecientes cantidades de gases de invernadero en la atmósfera. Por desgracia, la magnitud y extensión del efecto enfriador de los aerosoles es muy incierta. Esta incertidumbre constituye un obstáculo significativo para que avancemos en nuestra comprensión de cómo los seres humanos alteran el clima de la tierra.

Es importante señalar algunas diferencias significativas entre el calentamiento global por los gases de invernadero y el enfriamiento por los aerosoles. Después de ser emitidos, los gases de invernadero, como el dióxido de carbono, permanecen en la atmósfera

durante muchas décadas. Por el contrario, los aerosoles liberados en la troposfera permanecen allí solo unos pocos días o a lo sumo unas pocas semanas antes de ser «lavados» por la precipitación. Dada su breve vida en la troposfera, los aerosoles no están distribuidos uniformemente por el globo terráqueo. Como cabe esperar, los aerosoles generados por el ser humano están concentrados cerca de las áreas que los producen, a saber las regiones industrializadas que queman combustibles fósiles y las zonas de terreno donde se quema la vegetación (Figura 21.31).

Al ser corta su vida en la atmósfera, el efecto de los aerosoles sobre el clima actual se determina por la cantidad emitida durante el par de semanas precedentes. Por el contrario, el dióxido de carbono y los oligogases liberados en la atmósfera permanecen durante periodos mucho más prolongados y por tanto influyen en el clima durante muchas décadas.



**FIGURA 21.31.** Los aerosoles generados por el ser humano se concentran cerca de las áreas donde se producen. Como los aerosoles reducen la cantidad de energía solar disponible para el sistema climático, tienen un efecto refrigerador neto. Esta imagen de satélite muestra una cubierta densa de contaminación que se aleja de la costa china. La pluma tiene unos 200 km de ancho y más de 600 km de largo (Imagen de la NASA).

## ALGUNAS CONSECUENCIAS POSIBLES DEL CALENTAMIENTO GLOBAL

¿Qué consecuencias cabe esperar si el contenido de dióxido de carbono de la atmósfera alcanza un nivel que es el doble de lo que era en el siglo xx? Dado que el sistema climático es tan complejo, predecir la distribución de cambios regionales concretos es pura especulación. Todavía no es posible determinar con precisión cuestiones específicas como dónde o cuándo será más seco o más húmedo. No obstante, pueden proporcionarse escenarios plausibles para escalas espaciales y temporales más grandes.

Como ya se ha indicado, la magnitud del aumento de temperatura no será igual en todas partes. La elevación de la temperatura será probablemente más pequeña en los trópicos y aumentará hacia los polos. En lo que se refiere a la precipitación, los modelos indican que algunas regiones experimentarán precipitaciones y escorrentía más significativas. Sin embargo, otras experimentarán un descenso de la escorrentía debido a la reducción de las precipitaciones o una mayor evaporación causada por las temperaturas más elevadas.

En la Tabla 21.1 se resumen algunos de los efectos más probables y sus posibles consecuencias. También se proporcionan las estimaciones del IPCC para la probabilidad de cada efecto. Los niveles de confianza para dichas proyecciones varían desde «probable» (probabilidad del 67 al 90 por ciento) hasta «muy probable» (probabilidad

### A veces los alumnos preguntan...

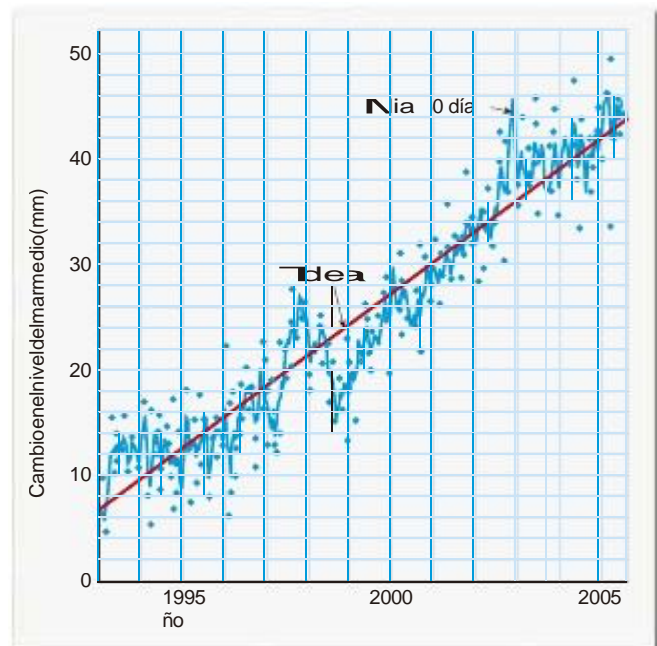
#### ¿Qué son los escenarios y por qué se utilizan?

Un escenario es un ejemplo de lo que podría suceder bajo un conjunto completo de suposiciones. Los escenarios son una forma de examinar cuestiones sobre un futuro incierto. Por ejemplo, las tendencias futuras para el uso de combustible fósil y otras actividades humanas son inciertas. Por consiguiente, los científicos han desarrollado una serie de escenarios de cómo puede cambiar el clima en función de una amplia variedad de posibilidades para estas variables.

del 90 al 99 por ciento) y hasta *prácticamente segura* (probabilidad superior al 99 por ciento). En el Recuadro 21.3 se indican las posibles consecuencias clave del cambio climático para Estados Unidos en el siglo xxi.

## Elevación del nivel del mar

Un impacto significativo del calentamiento global inducido por el hombre es una elevación del nivel del mar (Figura 21.32), lo que podría amenazar a las ciudades costeras, los humedales y las islas llanas con inundaciones más frecuentes, aumento de erosión de las costas e invasión de los ríos y acuíferos costeros por el agua del mar.



**FIGURA 21.32.** Utilizando datos procedentes de satélites y de barcos, se determinó que el nivel del mar había ascendido una media de 3 mm al año entre 1993 y 2005. Los investigadores atribuyeron alrededor de la mitad de la elevación a la fusión del hielo glaciar y la otra mitad a la expansión térmica. La elevación del nivel del mar puede afectar de manera adversa a algunas de las zonas más densamente pobladas de la Tierra (NSAS/Jet Propulsion Laboratory).

**Tabla 21.1.** Cambios y efectos globales previstos del calentamiento global en el siglo XXI.

Cambios previstos y probabilidad estimada	Ejemplos de los impactos proyectados
Temperaturas máximas más elevadas; más días calientes y olas de calor en casi todas las áreas de terreno ( <i>prácticamente seguro</i> )	Aumento de la incidencia de fallecimientos y enfermedades graves en los grupos de población de mayor edad en las zonas urbanas pobres. Aumento del estrés por calor en el ganado y en la vida salvaje. Cambios en los destinos turísticos. Aumento del riesgo de deterioro de una serie de cosechas. Aumento de la demanda de refrigeración eléctrica y reducción de la fiabilidad del suministro de energía.
Temperaturas mínimas más elevadas; menos días fríos, heladas y olas de frío en casi todas las zonas de suelo ( <i>prácticamente seguro</i> )	Disminución de la morbilidad y la mortalidad humana relacionada con el frío. Disminución del riesgo de que se estropee una serie de cosechas y aumento del riesgo para otras. Ampliación de la gama y la actividad de algunos insectos y vectores de enfermedad. Reducción de la demanda de energía calorífica.
Aumento de la frecuencia de acontecimientos de precipitación intensa en la mayor parte de las zonas ( <i>muy probable</i> )	Aumento de las inundaciones, deslizamientos de terreno, avalanchas y coladas de depósitos. Aumento de la erosión del suelo. El aumento de la escorrentía podría aumentar la recarga de algunos de los acuíferos de llanura. Aumento de la presión sobre los seguros gubernamentales y privados frente a inundaciones y alivio de desastres.
Aumento de las zonas afectadas por la sequía ( <i>probable</i> )	Disminución de la producción de las cosechas. Aumento de los daños a los cimientos de los edificios causados por retracción del suelo. Disminución de la cantidad y la calidad de los recursos hídricos. Aumento del riesgo de incendios forestales.
Aumento de la actividad de los ciclones tropicales intensos ( <i>probable</i> )	Aumento de los riesgos para la vida humana, riesgos de epidemias de enfermedades infecciosas y muchos otros riesgos. Aumento de la erosión costera y del daño a los edificios y las infraestructuras costeras. Aumento de los daños a los ecosistemas costeros, como los arrecifes de coral y los manglares.

*Prácticamente seguro* indica una probabilidad superior al 99 por ciento, *muy probable* indica una probabilidad del 90-94 por ciento y *probable* indica una probabilidad del 67-90 por ciento.

fuente IPCC, 2001, 2007.

¿Cómo se relaciona una atmósfera más caliente con una elevación global del nivel del mar? La conexión más obvia, la fusión de los glaciares, es importante, pero no el único factor. Un factor igualmente importante es que una atmósfera más caliente provoca un aumento del volumen oceánico debido a la expansión térmica. Temperaturas más elevadas del aire calientan las capas superiores adyacentes del océano, lo que a su vez hace que el agua se expanda y que el nivel del mar aumente.

La investigación indica que el nivel del mar se ha elevado entre 10 y 23 centímetros el pasado siglo y que la tendencia continuará a un ritmo acelerado. Algunos modelos indican que la elevación puede aproximarse o incluso superar los 50 cm a finales del siglo XXI. Dicho cambio puede parecer modesto, pero los científicos creen que cualquier elevación del nivel del mar junto con una línea de costa *suavemente* pendiente, como la existente en las costas del Atlántico y del Golfo de Estados Unidos, provocará una erosión significativa y una inundación permanente e intensa tierra adentro (Figura 21.33). Si esto ocurre, muchas playas y humedales serán eliminados y la civilización costera se verá muy alterada.

Dado que la elevación del nivel del mar es un fenómeno gradual, puede pasar desapercibida por los residentes en las costas como un importante factor de contribución a los problemas de erosión costera. Es más, puede responsabilizarse a otras fuerzas, en especial a la actividad de las tormentas. Una tormenta determinada puede ser la causa inmediata, pero la magnitud de su destrucción puede ser consecuencia de una elevación relativamente pequeña del nivel del mar que permitió que la potencia de la tormenta atravesara una zona de tierra mucho mayor (Figura 21.33).

Como ya se ha mencionado, un clima más caliente inducirá la fusión de los glaciares. De hecho se atribuye a la fusión de los glaciares de montaña una porción de 10 a 25 cm de la elevación del nivel del mar del siglo pasado. Se piensa que esta contribución continuará durante el siglo XXI. Por supuesto, si los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida van a experimentar un aumento significativo de la fusión, esto dará lugar a una elevación mucho mayor del nivel del mar y a una invasión importante de las zonas costeras por el mar. ¿Es esto posible? En su informe de 2007, el IPCC indica que esos cambios pueden producirse a lo largo de escalas

# La Tierra como sistema

## El cambio climático global impacta en Estados Unidos


**RECUADRO 21.3**

El U.S. Global Change Research Program (USGCRP) coordina e integra la investigación federal sobre los cambios en el medio ambiente global y sus implicaciones para la sociedad. Participan 13 departamentos y agencias. Además, el USGCRP colabora con otros diversos programas científicos nacionales e internacionales.

En junio de 2009, el USGCRP publicó un informe científico autorizado, *Global Change Impacts in the United States* ([www.globalchange.gov](http://www.globalchange.gov)). El informe está escrito en un lenguaje sencillo y resume la ciencia del cambio climático y su impacto en Estados Unidos ahora y en el futuro. Integra la investigación del USGCRP con investigación relacionada de todo el mundo. A continuación se presenta una lista de los *resultados fundamentales* del informe.

- **El calentamiento global es inequívoco y fundamentalmente inducido por el ser humano.** La temperatura global ha aumentado en los últimos 50 años. Este aumento observado se debe fundamentalmente a las emisiones inducidas por el ser humano de gases que atrapan el calor.
- 2. **En Estados Unidos están teniendo lugar cambios climáticos y se prevé que aumenten.** Ya se observan cambios relacionados con el clima en Estados Unidos y sus aguas costeras. Esto incluye aumentos de las precipitaciones, elevación de la temperatura y del nivel del mar, rápido retroceso de los glaciares, derretimiento del permafrost, alargamiento progresivo de las estaciones, alargamiento de las estaciones sin hielo en el océano y en lagos y ríos, fusión temprana de la nieve y alteraciones de los caudales fluviales. Todos estos cambios están previstos que crezcan.
- **Se están produciendo impactos generalizados relacionados con el clima**

**y se espera que aumenten.** Los cambios climáticos están afectando ya al agua, la energía, el transporte, la agricultura, los ecosistemas y la salud. Estos impactos son diferentes de una región a otra y aumentarán con el cambio climático previsto.

- **El cambio climático influirá en los recursos hídricos.** El agua es importante en todas las regiones, pero la naturaleza del posible impacto varía. En muchas regiones, entre ellas el oeste, la sequía, relacionada con una reducción de la precipitación, un aumento de la evaporación y un aumento de la pérdida de agua de las plantas, es una cuestión importante. Es probable que el cambio climático amplifique las inundaciones y los problemas de la calidad del agua en muchas regiones. La disminución de la nieve acumulada en las montañas es importante en el oeste y Alaska, donde esta nieve proporciona un vital almacenamiento de agua natural.
- **Cada vez se verán más afectados la producción agrícola y ganadera.** La agricultura se considera uno de los sectores más adaptables a los cambios del clima. Sin embargo, el aumento del calor, las plagas, el estrés acuático, las enfermedades y los extremos meteorológicos plantearán retos adaptativos para la producción agrícola y ganadera.
- **Las regiones costeras están en riesgo creciente de elevación del nivel del mar y de tormentas.** La elevación del nivel del mar y la aparición de tormentas coloca muchas zonas costeras de Estados Unidos en un riesgo creciente de erosión e inundaciones, en especial a lo largo de las costas del Atlántico y el Golfo, las islas del Pacífico y partes de Alaska. Es muy probable que las infraestructuras energéticas y de transporte, y otras propiedades en las zonas

costeras se vean adversamente afectadas.

- **Las amenazas a la salud humana aumentarán.** Los impactos sanitarios del cambio climático están relacionados con el estrés por el calor, las enfermedades transmitidas por el agua, la mala calidad del aire, los acontecimientos meteorológicos extremos y las enfermedades transmitidas por insectos y roedores.
- **El cambio climático interactuará con muchas cuestiones sociales y ambientales.** El cambio climático se combinará con la contaminación, el crecimiento de la población, el uso excesivo de recursos, la urbanización y otras tensiones sociales, económicas y ambientales para crear impactos mayores que los que producirían cualquiera de esos factores por separado.
- **Se cruzarán los umbrales, lo que provocará grandes cambios en el clima y los ecosistemas.** Hay una variedad de umbrales en el sistema climático y en los ecosistemas. Estos umbrales determinan, por ejemplo, la presencia de mar de hielo y del permafrost y la supervivencia de especies, desde peces a insectos, con implicaciones para la sociedad. Se prevé que, con el cambio climático ulterior, se crucen aún otros umbrales.
- 0. **El cambio climático futuro y sus impactos dependen de las opciones decididas hoy.** La cantidad y la velocidad del cambio climático futuro dependen fundamentalmente de las emisiones actuales y futuras de gases y partículas transportadas por el aire que absorben el calor causadas por el ser humano. Las respuestas implican la reducción de las emisiones para limitar el calentamiento futuro y la adaptación a los cambios que son inevitables.

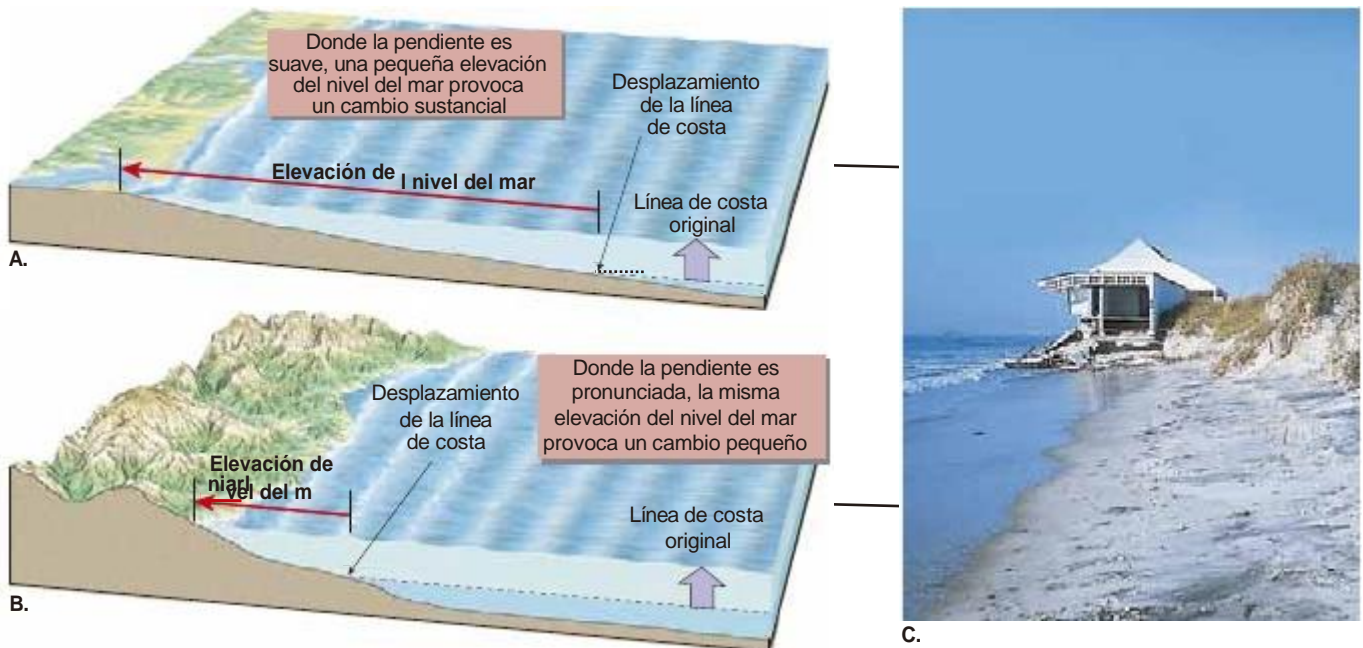
temporales de miles de años. Sin embargo, el informe continúa diciendo que *no puede* descartarse una elevación más rápida en escalas temporales de siglos<sup>9</sup>.

<sup>9</sup> IPCC, *Summary for Policymakers of the Synthesis Report of the IPCC Fourth Assessment Report*, pág. 13.

## Los cambios en el Ártico

Un estudio reciente del cambio climático en el Ártico empezaba con la siguiente afirmación:

Durante casi 30 años, la extensión y el espesor del hielo del mar Ártico han ido disminuyendo



**FIGURA 21.33.** La pendiente de una línea de costa es fundamental para determinar el grado al cual le afectarán los cambios del nivel del mar. **A.** Cuando la pendiente es suave, pequeños cambios en el nivel del mar provocan una desviación sustancial. **B.** La misma elevación del nivel del mar a lo largo de una costa empinada solo provoca una pequeña desviación de la línea de costa. **C.** A medida que el nivel del mar se eleva gradualmente, la línea de costa se retira y las estructuras que antes se pensaban seguras del ataque de las olas quedan expuestas a la fuerza del mar (Foto de Kenneth Hasson).

notablemente. Las temperaturas del permafrost están ascendiendo y su cobertura disminuyendo. Los glaciares de montaña y los casquetes polares de Groenlandia se están encogiendo. La evidencia sugiere que estamos siendo testigos de las primeras etapas de un calentamiento global antropogénicamente inducido superpuesto a los ciclos naturales y reforzado por las reducciones del hielo del Ártico<sup>10</sup>.

### El hielo del mar Ártico

Los modelos climáticos coinciden en general en que una de las señales más fuertes de calentamiento global debe ser una pérdida del mar de hielo del Ártico. De hecho esto está ocurriendo. En el mapa de la Figura 21.34A se compara la extensión promedio de hielo para septiembre de 2007 en comparación con el promedio a largo plazo para el periodo 1979-2000. También se muestra la extensión mínima del mar de hielo en septiembre de 2005. Septiembre representa el final del periodo de fusión cuando el área cubierta por el mar de hielo está en su valor mínimo. En septiembre de 2007, el mar de hielo era un 39 por ciento inferior al promedio a largo plazo. La tasa de disminución del hielo entre 1979 y 2007

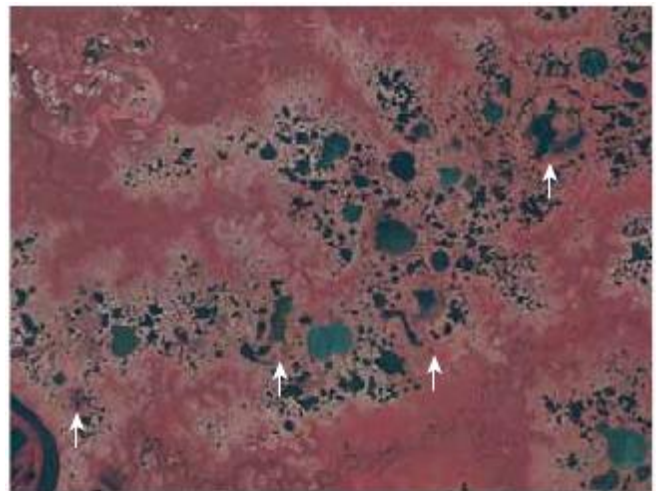
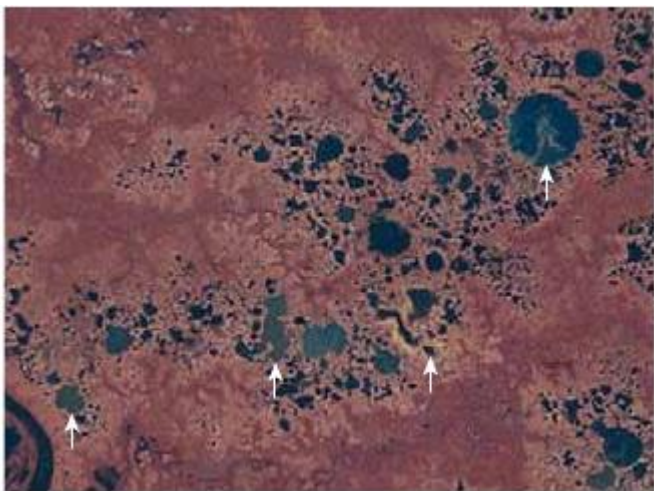
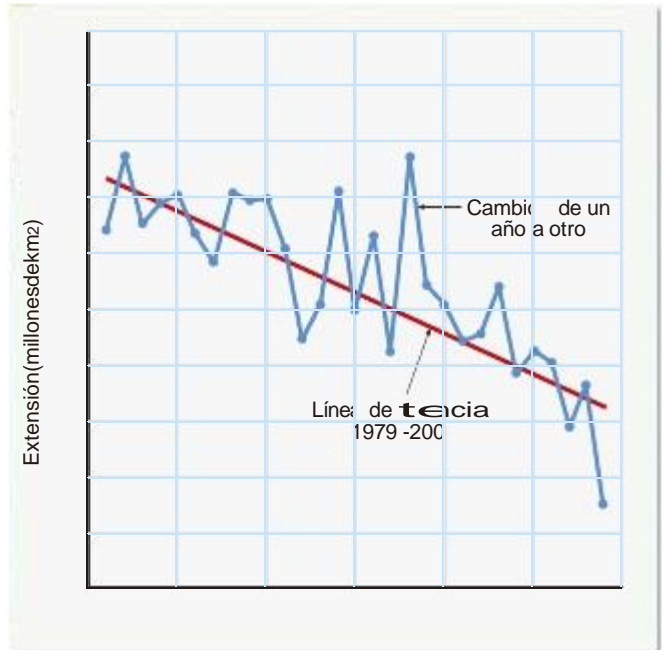
era del orden de alrededor del 10 por ciento por década o de 72.000 km<sup>2</sup> por año. La tendencia también es clara cuando examinamos la gráfica de la Figura 21.34B. ¿Es posible que esta tendencia sea parte de un ciclo natural? Sí, pero es más probable que el descenso del hielo represente una combinación de variabilidad natural y calentamiento global inducido por el ser humano; esto último resultará cada vez más evidente en las décadas venideras. Como se observó en la sección sobre «Mecanismos de retroalimentación del clima», una reducción del mar de hielo representa un mecanismo de retroalimentación positivo que refuerza el calentamiento global.

### Permafrost

Durante la pasada década se ha acumulado evidencia que indica la disminución de la extensión del permafrost en el hemisferio norte, como cabría esperar bajo condiciones de calentamiento prolongadas. En la Figura 21.35 se presenta un ejemplo de que dicha disminución está teniendo lugar.

En el Ártico, los cortos veranos derriten solo la capa superior del suelo congelado. El permafrost que hay debajo de esta *capa activa* es como el cemento que hay debajo de una piscina. En verano, el agua no puede infiltrarse hacia abajo así que satura el suelo que hay por encima del permafrost y se acumula en la superficie en miles de lagos. Sin embargo, conforme ascienden

<sup>10</sup> J. T. Overpeck, et al., «Arctic System on Trajectory to New Seasonally Ice-Free States», *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 86, n.º 34, 23 de agosto de 2005, pág. 309.





Alaska

Mínimo 2005

9

Mínimo 2007

8,5

8

7,5



Groen-  
landia

7

Año

6,5

B.

6

5,5

A.

**FIGURA 21.34.** A. Comparación que muestra la extensión del mar de hielo al final de los periodos de fusión estival de 2000 y 2007 en comparación con el promedio del periodo 1979-2000. La extensión del mar de hielo en septiembre de 2007 era un 39 por ciento inferior al promedio del periodo prolongado 1979-2000 (Tomado de NASA). B. La gráfica representa la disminución del mar de hielo del Ártico desde 1979 hasta 2007. La tasa de disminución del hielo en septiembre desde 1979 es de un 10 por ciento por década (National Snow and Ice Data Center).

las temperaturas del Ártico, el fondo de la «piscina» parece «romperse». Las imágenes obtenidas por satélite demuestran que a lo largo de un periodo de 20 años, un número significativo de lagos se han encogido o han desaparecido por completo. A medida que el permafrost

se derrite, el agua de los lagos drena al interior del suelo hacia zonas más profundas.

El derretimiento del permafrost representa un mecanismo de retroalimentación positiva potencialmente significativo que puede reforzar el calentamiento global.

1979

1983

1988

1993

1998

2003

2008

A. 27 de junio de 1973

B. 2 de julio de 2002

**FIGURA 21.35.** Este par de imágenes muestra los lagos que salpicaban la tundra en el norte de Siberia en 1973 y en 2002. La vegetación de la tundra tiene un color rojizo, mientras que los lagos aparecen en color azul o azul verdoso. Muchos lagos han desaparecido claramente o se han encogido de forma considerable entre 1973 y 2002. Compárense las zonas resaltadas por las puntas de flecha blancas de cada imagen. Después de estudiar las imágenes de satélite de alrededor de 10.000 lagos grandes en un área de 500.000 km<sup>2</sup> del norte de Siberia, los científicos documentaron una disminución del 11 por ciento en el número de lagos y la desaparición completa de por lo menos 125.

Cuando la vegetación muere en el ártico, las temperaturas frías inhiben su descomposición total. Como consecuencia, a lo largo de millares de años se ha almacenado una gran cantidad de materia orgánica en el permafrost. Cuando este último se derrite, materia orgánica que puede haber estado congelada durante milenios sale de su «conservación en frío» y se descompone. El resultado es la liberación de dióxido de carbono y de metano, los gases invernadero que contribuyen al calentamiento global.

## Aumento de la acidez del océano

El aumento de la cantidad de dióxido de carbono atmosférico inducido por el ser humano tiene algunas complicaciones serias para la química del océano y la vida marina. Estudios recientes demuestran que alrededor de una tercera parte del dióxido de carbono generado por el ser humano acaba actualmente en los océanos. Como consecuencia, el pH oceánico se reduce, haciendo que el agua del mar sea más ácida. En la Figura 6.C, pág. 210, se describe brevemente la escala de pH.

Cuando el CO<sub>2</sub> atmosférico se disuelve en el agua del mar (H<sub>2</sub>O), forma ácido carbónico (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>), el cual reduce el pH del océano y cambia el equilibrio de ciertos productos químicos que se encuentran de forma natural en el agua del mar. De hecho, los océanos han absorbido ya suficiente dióxido de carbono como para que las aguas superficiales hayan experimentado una disminución del pH de 0,1 unidades desde la época preindustrial, con un descenso añadido de pH probable en el futuro. Además, si continúa la tendencia actual en las emisiones de dióxido de carbono, en el año 2100 el océano habrá experimentado una disminución de pH de como mínimo 0,2 unidades, lo que representa un cambio en la química oceánica que no ha ocurrido durante millones de años. Este cambio hacia la acidez y los cambios en la química oceánica consecutivos hacen más difícil que ciertas criaturas marinas construyan sus partes duras de carbonato cálcico. La disminución del pH amenaza pues a una variedad de organismos secretadores de calcita tan diversos como los microbios y los corales, lo que preocupa a los oceanógrafos por las posibles consecuencias para otras formas de vida marinas que dependen de la salud y disponibilidad de esos organismos.

## La posibilidad de «sorpresas»

En resumen, hemos visto que no se espera que el clima del siglo XXI, a diferencia de los millares de años precedentes, sea estable. Antes bien, es muy probable un estado constante de cambio. Muchos de los cambios probablemente serán cambios ambientales graduales,

imperceptibles de un año a otro. No obstante, los efectos, acumulados durante décadas, tendrán poderosas consecuencias económicas, sociales y políticas.

Pese a nuestros mejores esfuerzos por entender los cambios climáticos del futuro, existe también la posibilidad de «sorpresas». Esto significa simplemente que, debido a la complejidad del sistema climático de la Tierra, quizá experimentemos cambios inesperados relativamente súbitos o veamos algunos aspectos del cambio climático de una manera inesperada. El informe sobre el impacto del cambio climático en Estados Unidos (*Climate Change Impacts on the United States*) describe la situación de este modo:

Las sorpresas ponen a prueba la capacidad de los humanos para adaptarse debido a la rapidez e imprevisión con la que se producen. Por ejemplo, ¿qué ocurriría si el Océano Pacífico se calentara de tal forma que los acontecimientos que acompañan a El Niño se volvieran mucho más extremos? Esto podría reducir la frecuencia, pero quizá no la fuerza, de los huracanes a lo largo de la costa este, mientras que en la costa oeste, tormentas invernales más severas, precipitaciones extremas y vientos dañinos se volverían comunes.

¿Qué ocurriría si grandes cantidades de metano, un potente gas invernadero actualmente congelado en la tundra y los sedimentos helados del Ártico, empezara a liberarse a la atmósfera por el calentamiento, con la posible creación de «bucles de retroalimentación» amplificados que causarían incluso más calentamiento? Simplemente no sabemos hasta qué punto el sistema climático u otros sistemas a los que afecta puedan ser presionados antes de que respondan de formas inesperadas.

Hay muchos ejemplos de posibles sorpresas, cada uno de los cuales tendría graves consecuencias. La mayoría de esos resultados potenciales se comunican rara vez, en este estudio o en ninguna otra parte. Aun cuando la posibilidad de que ocurra una sorpresa concreta es pequeña, la posibilidad de que tenga lugar como mínimo una de ellas es mucho mayor. En otras palabras, si bien no podemos saber cuál de estos acontecimientos ocurrirá, es probable que uno o más de ellos acabe ocurriendo<sup>11</sup>.

El impacto de un aumento del dióxido de carbono y los oligogases atmosféricos sobre el clima es oscurecido por ciertas incertidumbres. No obstante, los climatólogos

<sup>11</sup> National Assessment Synthesis Team. *Climate Change Impacts on the United States: The Potential Consequences of Climate Validation and Change*. Washington, D.C.: U.S. Global Research Program, 2000, pág. 19.

siguen mejorando nuestro conocimiento del sistema climático y los posibles efectos e impactos del cambio climático global. Los políticos están enfrentados a responder a los riesgos planteados por las emisiones de gases invernadero sabiendo que nuestro conocimiento

es imperfecto. Sin embargo, también se enfrentan al hecho de que los cambios ambientales inducidos por el clima no pueden invertirse rápidamente, en caso de que pudiera hacerse, debido a las escalas temporales tan largas asociadas con el sistema climático.

## CAPÍTULO 21

### El cambio climático global

#### RESUMEN

El *sistema climático* está constituido por la atmósfera, la hidrosfera, la geosfera, la biosfera y la criosfera (el hielo y la nieve que existen sobre la superficie terrestre). El sistema implica el intercambio de energía y humedad que se produce entre las cinco esferas.

Las técnicas para analizar la historia climática de la Tierra a una escala de centenares a millones de años abarcan las evidencias procedentes de los *sedimentos del fondo oceánico* y el *análisis de los isótopos de oxígeno*. Los sedimentos del fondo oceánico son registros útiles del cambio climático mundial porque el número y los tipos de restos orgánicos incluidos en el sedimento son indicativos de la temperatura que hubo en la superficie del mar en el pasado. Utilizando el análisis de los isótopos de oxígeno, los científicos pueden emplear el cociente  $O^{18}/O^{16}$  encontrado en los caparazones de los microorganismos del sedimento y las capas de hielo y nieve para detectar las temperaturas pasadas. Otra fuente de datos usada para el estudio de los climas pasados (que se denominan *datos indirectos*) son los anillos de crecimiento de los árboles, el polen contenido en los sedimentos, los arrecifes de coral y la información contenida en los documentos históricos. El aire es una mezcla de muchos gases, y su composición varía de un momento a otro y de un lugar a otro. Una vez retirados el vapor de agua, el polvo y otros componentes variables, dos gases, el *nitrógeno* y el *oxígeno*, constituyen el 99 por ciento del volumen del aire seco y limpio restante. El *dióxido de carbono*, aunque presente solo en cantidades diminutas (0,0387 por ciento o 387 partes por millón), es un absorbente eficiente de la energía emitida por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera.

Dos componentes variables importantes del aire son el vapor de agua y los aerosoles. Como el dióxido de carbono, el vapor de agua puede absorber el calor emitido por la Tierra. Los *aerosoles* (diminutas partículas de sólidos y líquidos) son importantes porque estas partículas a menudo invisibles actúan como superficies sobre las cuales puede condensarse el vapor de agua y son también buenas absorbentes y reflectoras

(dependiendo de las partículas) de la radiación solar entrante.

La *radiación electromagnética* es la energía emitida en forma de rayos, u ondas, denominadas ondas electromagnéticas. Toda la radiación es capaz de transmitir energía a través del vacío espacial. Una de las diferencias más importantes entre las ondas electromagnéticas es su *longitud de onda*, que oscila entre *ondas de radio* muy largas y *rayos gamma* muy cortas. La *luz visible* es la única porción del espectro electromagnético que podemos ver. Algunas de las leyes básicas que gobiernan la radiación a medida que calienta la atmósfera son (1) todos los objetos emiten energía radiante, (2) los objetos más calientes irradian más energía total que los más fríos, (3) cuanto más caliente es el cuerpo que emite radiación, más corta es la longitud de onda de la radiación máxima y (4) los objetos que son buenos absorbentes de radiación son también buenos emisores. Los gases son absorbentes selectivos, lo que significa que absorben y emiten ciertas longitudes de onda, pero no otras.

Dado que la atmósfera se va adelgazando gradualmente al aumentar la altitud, no existe un límite superior claro, simplemente se va mezclando en el espacio exterior. Según la temperatura, la atmósfera se divide verticalmente en cuatro capas. La *troposfera* es la capa más baja. En la troposfera, la temperatura suele disminuir con el aumento de la altitud. Este *gradiente geotérmico ambiental* es variable, pero su valor promedio es de unos 6,5 °C por kilómetro. En esencia, todos los fenómenos meteorológicos importantes se producen en la troposfera. Por encima de la troposfera se encuentra la *estratosfera*, que exhibe calentamiento debido a la absorción de la radiación ultravioleta por el ozono. En la mesosfera, las temperaturas vuelven a disminuir. Hacia arriba desde la mesosfera, se encuentra la *termosfera*, una capa con una fracción solo diminuta de la masa de la atmósfera y un límite superior no bien definido.

Aproximadamente el 50 por ciento de la energía solar que incide en la capa superior de la atmósfera alcanza

la superficie terrestre. Alrededor del 30 por ciento es reflejada de nuevo hacia el espacio. El 20 por ciento restante de la energía es absorbida por las nubes y los gases de la atmósfera. Las longitudes de onda de la energía que es transmitida, así como el tamaño y la naturaleza de la sustancia absorbente o reflectante, determinan si la radiación solar se dispersará y reflejará de vuelta al espacio, o será absorbida.

La energía radiante que es absorbida calienta la Tierra y en última instancia es irradiada hacia el espacio. Como la Tierra tiene una temperatura superficial mucho menor que el Sol, la radiación que produce la emite en forma de radiación infrarroja de onda larga. Como los gases atmosféricos, sobre todo el vapor de agua y el dióxido de carbono, son absorbentes más eficientes de la radiación terrestre (longitud de onda larga), la atmósfera se calienta desde la superficie terrestre hacia arriba. La transmisión de radiación solar de onda corta por la atmósfera, junto con la absorción selectiva de radiación terrestre por los gases atmosféricos, tiene como consecuencia el calentamiento de la atmósfera y se hace referencia a ello como el *efecto invernadero*.

Se han formulado diversas explicaciones del cambio climático. Las hipótesis actuales para explicar los mecanismos «naturales» (causas no relacionadas con las actividades humanas) del cambio climático son: (1) la tectónica de placas, reordenamiento de los continentes terrestres acercándose o alejándose del ecuador, (2) variaciones en la órbita terrestre, lo que significa cambios en la forma de la órbita (*excentricidad*), del ángulo que el eje de la Tierra forma con el plano de su órbita (*oblicuidad*) o el abombamiento del eje (*precesión*), (3) la actividad volcánica, que reduce la radiación solar que llega a la superficie y (4) los cambios en la producción solar asociada con las *manchas solares*.

Los humanos han estado modificando el entorno durante miles de años. Al alterar la cobertura del terreno con el uso del fuego y el exceso de pasto de las tierras, el hombre ha modificado factores climatológicos tan importantes como la reflectividad de la superficie (*albedo*), las tasas de evaporación y los vientos de superficie.

Al añadir dióxido de carbono y otros oligogases (metano, óxido nitroso y clorofluorocarbonos) a la atmósfera, los

seres humanos modernos están contribuyendo al cambio climático global de un modo significativo.

Cuando se altera cualquier componente del sistema climático, los científicos deben considerar los muchos posibles resultados, lo que se denomina *mecanismos de retroalimentación del clima*. Los cambios que refuerzan el cambio inicial se denominan *mecanismos de retroalimentación positiva*. Por ejemplo, temperaturas superficiales más calientes causan un aumento de la evaporación, lo que aumenta más la temperatura, ya que el vapor de agua añadido absorbe más radiación emitida por la Tierra. Por otro lado, los *mecanismos de retroalimentación negativa* producen resultados que son los opuestos al cambio inicial y tienden a compensarlo. Un ejemplo sería el efecto negativo que el aumento de la cobertura de nubes tiene sobre la cantidad de energía solar disponible para calentar la atmósfera.

El clima global se ve afectado también por las actividades humanas que contribuyen al contenido de *aerosoles* (partículas diminutas, a menudo microscópicas de líquido y sólido suspendidas en el aire) de la atmósfera. Al reflejar la luz del Sol hacia el espacio, los aerosoles tienen un efecto enfriador neto. El efecto de los aerosoles sobre el clima actual viene determinado por la cantidad emitida durante el par de semanas precedentes, mientras que el dióxido de carbono permanece durante periodos mucho más largos e influye en el clima durante muchas décadas.

Dado que el sistema climático es tan complejo, la predicción de cambios regionales específicos que puedan tener lugar como consecuencia del aumento de los niveles de dióxido de carbono en la atmósfera es pura especulación. Sin embargo, algunas posibles consecuencias del calentamiento por el efecto invernadero son: (1) alteración de la distribución de los recursos mundiales de agua, (2) una elevación probable del nivel del mar, (3) una mayor intensidad de los ciclones tropicales y (4) cambios en la extensión del hielo del mar Ártico y el permafrost.

Debido a la complejidad del sistema climático, no pueden preverse todos los cambios futuros. Por tanto, existen posibles «sorpresa» (cambios relativamente súbitos e imprevistos del clima).

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

aerosoles, 676  
análisis de los isótopos de oxígeno,  
671  
datos indirectos, 669  
efecto invernadero, 679

manchas solares, 684  
mecanismo de retroalimentación  
del clima, 693  
mecanismo de retroalimentación  
negativa, 693

mecanismo de retroalimentación  
positiva, 693  
paleoclimatología, 669  
sistema climático, 668

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Indique las cinco partes del sistema climático.
2. ¿Cuáles son los *datos indirectos*? Indique algunos ejemplos. ¿Por qué son esos datos necesarios en el estudio del cambio climático?
3. ¿Por qué son útiles los sedimentos del fondo oceánico en el estudio de los climas del pasado?
4. Describa brevemente por qué los anillos de los árboles son útiles para estudiar el pasado geológico.
- #5. ¿Cuáles son los principales componentes del aire limpio y seco? Indique dos componentes variables significativos de la atmósfera.
- #6. La atmósfera está dividida en vertical en cuatro capas en función de la temperatura. Indique esas capas en orden ascendente, de abajo a arriba.
- #7. En comparación con la Tierra, el Sol emite la mayor parte de su energía ¿como ondas de radiación electromagnética de longitud más larga o más corta?
- #8. ¿Cuáles son las tres trayectorias básicas seguidas por la radiación solar entrante? Como media, ¿qué porcentaje corresponde a cada una? ¿Qué podría causar la variación de esos porcentajes?
- #9. Explique por qué la atmósfera es calentada principalmente por la radiación emitida desde la superficie de la Tierra más que por la radiación solar directa.
10. ¿Qué gases son los absorbentes de calor principales en la atmósfera interior?
11. Describa o resuma el efecto invernadero.
12. Las erupciones volcánicas de El Chichón en México y el Monte Pinatubo en las Filipinas tuvieron efectos a corto plazo medibles sobre las temperaturas globales. Describa y explique brevemente dichos efectos.
13. Enumere dos ejemplos de cambio climático posibles relacionados con la variabilidad solar. ¿Se aceptan de manera general estas conexiones entre el Sol y el clima?
14. ¿Por qué ha estado aumentando el nivel de dióxido de carbono de la atmósfera durante más de 150 años?
15. ¿Cómo es probable que cambien las temperaturas de la atmósfera inferior a medida que aumenten los niveles de dióxido de carbono?
16. Además del dióxido de carbono, ¿qué otros oligogases están contribuyendo a un cambio de temperatura global futura?
17. ¿Cuales son los mecanismos de retroalimentación del clima? Proporcione algunos ejemplos.
18. ¿Cuales son las fuentes principales de aerosoles generados por los seres humanos? ¿Qué efectos tienen esos aerosoles sobre las temperaturas de la troposfera? ¿Cuánto tiempo permanecen los aerosoles en la atmósfera inferior antes de ser eliminados?
19. Indique cuatro consecuencias posibles el calentamiento global.

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumno, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

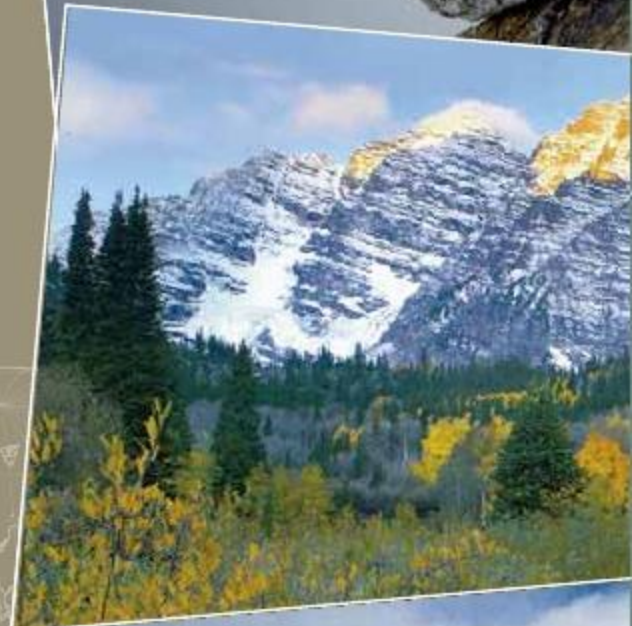
Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

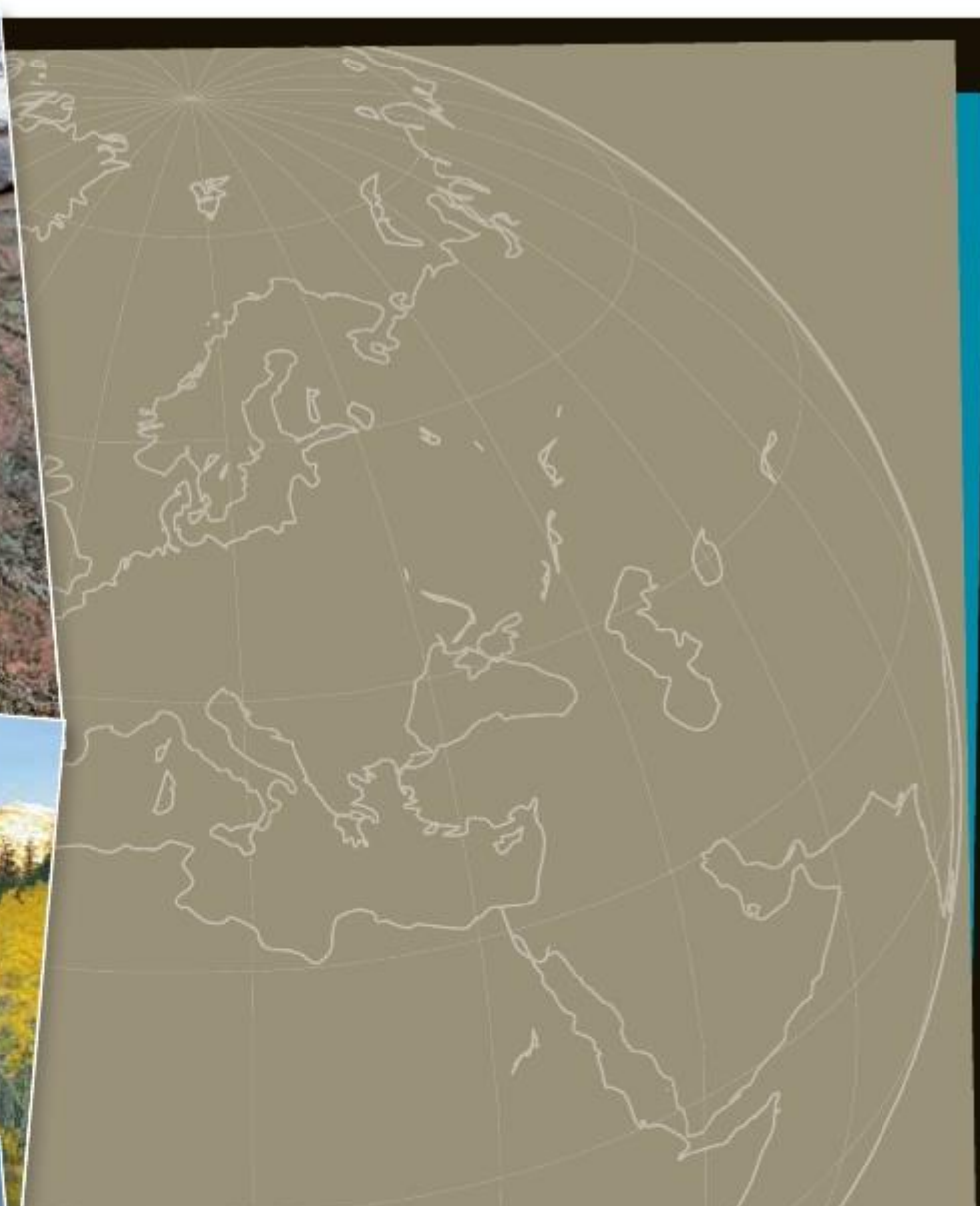
Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.



# CAPÍTULO 22

La evolución  
de la Tierra  
a través del  
tiempo geológico





La historia de la Tierra es larga y compleja. Una y otra vez, la separación y colisión de los continentes formaron nuevas cuencas oceánicas y crearon grandes cordilleras montañosas. Mientras tanto, el conjunto de organismos que habitaban nuestro planeta experimentó cambios notables.

Muchos de los cambios ocurridos sobre el planeta Tierra tuvieron lugar a «paso de tortuga», desde el punto de vista geológico, en general demasiado lento como para que el ser humano lo perciba. Por tanto, la comprensión humana de la evolución es bastante reciente. Los procesos evolutivos no son aplicables exclusivamente a las formas de vida, ya que todas las «esferas» de la Tierra han evolucionado juntas: la atmósfera, la hidrosfera, la geosfera y la biosfera (Figura 22.1). Han ocurrido cambios en el aire que respiramos, en la composición de los océanos mundiales, en los pesados movimientos de las placas de la corteza que dan lugar a las montañas y en la evolución de una vasta colección de formas de vida. A medida que cada una de las esferas terrestres evoluciona, influye notablemente en las otras.



## ¿ES ÚNICA LA TIERRA?

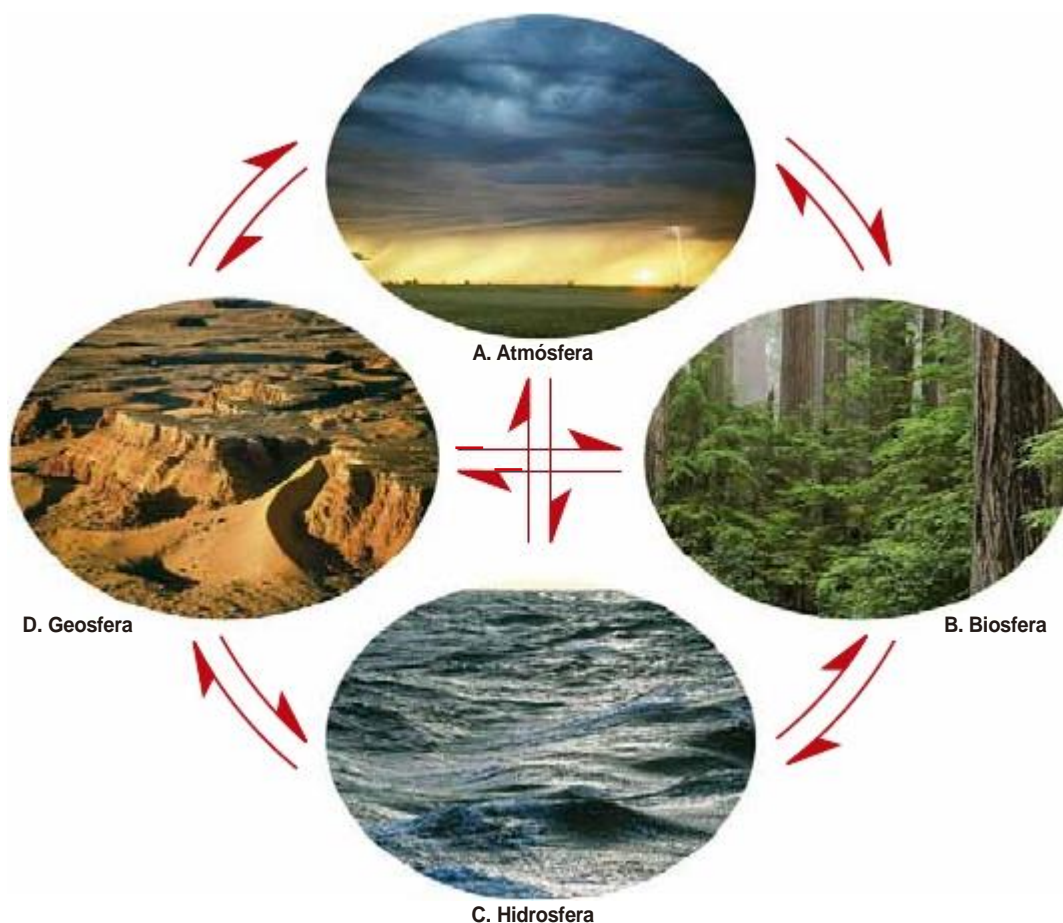
Hay un solo lugar en el universo, que nosotros separamos, que puede sustentar la vida, un planeta de tamaño modesto denominado Tierra que orbita alrededor de una estrella de tamaño medio, el Sol. La vida sobre la Tierra es ubicua; se encuentra en los géiseres de lodo en ebullición y en las aguas termales, en el abismo profundo de los océanos e incluso debajo de la capa de hielo de la Antártida. El espacio vital en nuestro planeta, sin embargo, está significativamente limitado si consideramos las necesidades de organismos concretos, en particular de los seres humanos. El océano global cubre el 71 por ciento de la superficie terrestre, pero solo unos centenares de metros por debajo de la superficie del agua las presiones son tan intensas que los pulmones humanos no pueden funcionar. Además, muchas zonas continentales son demasiado empinadas, demasiado altas o demasiado frías para que podamos habitarlas (Figura 22.2). No obstante, según lo que sabemos sobre otros cuerpos del Sistema Solar, y los centenares de planetas recientemente descubiertos que orbitan en

torno a otras estrellas, la Tierra sigue siendo con gran diferencia la más complaciente para la vida.

¿Qué acontecimientos fortuitos crearon un planeta tan hospitalario para la vida? La Tierra no fue siempre como la conocemos hoy. Durante sus años de formación, nuestro planeta estuvo lo suficientemente caliente como para contener un océano de magma. También sobrevivió a un periodo de varios centenares de millones de años de bombardeo extremo, como testifican las superficies intensamente cubiertas de cráteres de Marte, la Luna y los asteroides. La atmósfera rica en oxígeno que posibilita las formas de vida superiores se desarrolló hace relativamente poco. Por casualidad, la fortuna quiso que la Tierra fuera el planeta adecuado, estuviera en el lugar adecuado y en el momento adecuado.

### El planeta adecuado

¿Cuáles son algunas de las características que hacen que la Tierra sea única entre los planetas? Consideremos lo siguiente:



**FIGURA 22.1.** Las esferas terrestres han evolucionado juntas a lo largo de todo el transcurso del tiempo geológico (Fotos de A. Momatiuk/Animals Animals-Earth Scenes. B. Dean Pennala/Sutterstock y C. y D. Michael Collier).



**FIGURA 22.2.** Escaladores cerca de la cima del Monte Everest. A esta altitud la concentración de oxígeno es solo una tercera parte de la cantidad disponible al nivel del mar (Foto por cortesía de Woodfin Camp and Associates).

1. Si la Tierra fuera considerablemente más grande, su fuerza de gravedad sería proporcionalmente mayor. Como ocurre en los planetas gigantes, la Tierra habría retenido una atmósfera gruesa, hostil, compuesta de amoníaco y metano, y posiblemente hidrógeno y helio.
2. Si la Tierra fuera mucho más pequeña, el oxígeno, el vapor de agua y otros volátiles habrían escapado al espacio y se habrían perdido para siempre. Por tanto, como la Luna y Mercurio, que carecen de atmósfera, la Tierra estaría desprovista de vida.
3. Si la Tierra no tuviera una litosfera rígida superpuesta a una astenosfera débil, no operaría la tectónica de placas. La corteza continental («las tierras altas» de nuestro planeta) no se habría formado sin el reciclado de las placas. Por consiguiente, probablemente el planeta entero estaría cubierto de un océano de unos pocos kilómetros de profundidad. Como indicó acertadamente el autor Bill Bryson, «podría haber vida en ese océano solitario, pero desde luego no habría fútbol».
4. Más sorprendente, quizá, sea el hecho de que si nuestro planeta no tuviera un núcleo metálico fundido, no existirían la mayor parte de las formas de vida sobre la Tierra. Fundamentalmente sin el flujo de hierro en el núcleo, la Tierra no tendría un campo

magnético. Es este campo magnético el que evita la lluvia de los rayos cósmicos letales (el viento solar) sobre la superficie de nuestro planeta.

## La ubicación adecuada

Uno de los factores principales que determina si un planeta es idóneo para formas de vida superiores es su situación en el Sistema Solar. Los siguientes escenarios prueban la posición adecuada de la Tierra:

1. Si la Tierra estuviera en torno a un 10 por ciento más cerca del Sol, como Venus, nuestra atmósfera estaría compuesta fundamentalmente por el gas de efecto invernadero dióxido de carbono. Como consecuencia, la temperatura de la superficie terrestre sería demasiado elevada como para sustentar formas de vida superiores.
2. Si la Tierra estuviera en torno a un 10 por ciento más alejada del Sol, el problema sería el contrario: estaría demasiado fría. Los océanos estarían congelados y no existiría el ciclo del agua activo en la Tierra. Sin agua líquida toda la vida perecería.
3. La Tierra está cerca de una estrella de tamaño modesto. Las estrellas como el Sol tienen una vida de unos 10.000 millones de años. Durante la mayor

parte de este tiempo se emite energía radiante a un nivel bastante constante. Las estrellas gigantes, por otro lado, consumen su combustible nuclear a velocidades muy elevadas y «se extinguen» en unos pocos centenares de millones de años. Por consiguiente, la proximidad de la Tierra a una estrella de tamaño modesto permitió el tiempo suficiente para la evolución de los seres humanos, que aparecieron sobre este planeta hace tan solo unos pocos millones de años.

## El momento adecuado

El último, pero desde luego no el menos importante, factor afortunado es el tiempo. Los primeros organismos que habitaron la Tierra eran extremadamente primitivos y aparecieron hace alrededor de 3.800 millones de años. A partir de ese momento, se produjeron innumerables cambios en la historia de la Tierra: aparecieron y desaparecieron formas de vida acompañando a cambios en el entorno físico de nuestro planeta. Dos de los muchos acontecimientos que alteraron oportunamente la Tierra fueron:

1. El desarrollo de nuestra atmósfera moderna. La atmósfera terrestre primitiva se piensa que estaba compuesta fundamentalmente por vapor de agua y dióxido de carbono, con pequeñas cantidades de otros gases, pero sin oxígeno libre. Por fortuna, evolucionaron microorganismos que liberaron oxígeno a la atmósfera mediante el proceso de la fotosíntesis. Hace alrededor de 2.200 millones de años apareció una atmósfera que tenía oxígeno libre. El resultado fue la evolución de los antepasados de la enorme variedad de organismos que ocupan la Tierra en la actualidad.
2. Hace unos 65 millones de años nuestro planeta fue golpeado por un asteroide de 10 km de diámetro. Este impacto provocó una extinción en masa durante la cual desaparecieron casi las tres cuartas partes de todas las especies vegetales y animales, entre ellas los dinosaurios (Figura 22.3). Puede que esto no parezca un hecho muy afortunado, pero la extinción de los dinosaurios abrió nuevos hábitats para los mamíferos pequeños que sobrevivieron al impacto. Estos hábitats, junto con las fuerzas evolutivas, indujeron la aparición de muchos mamíferos grandes que ocupan nuestro mundo actual. Sin este acontecimiento, es posible que los mamíferos no hubieran evolucionado más allá de las pequeñas criaturas semejantes a los roedores que viven en madrigueras.

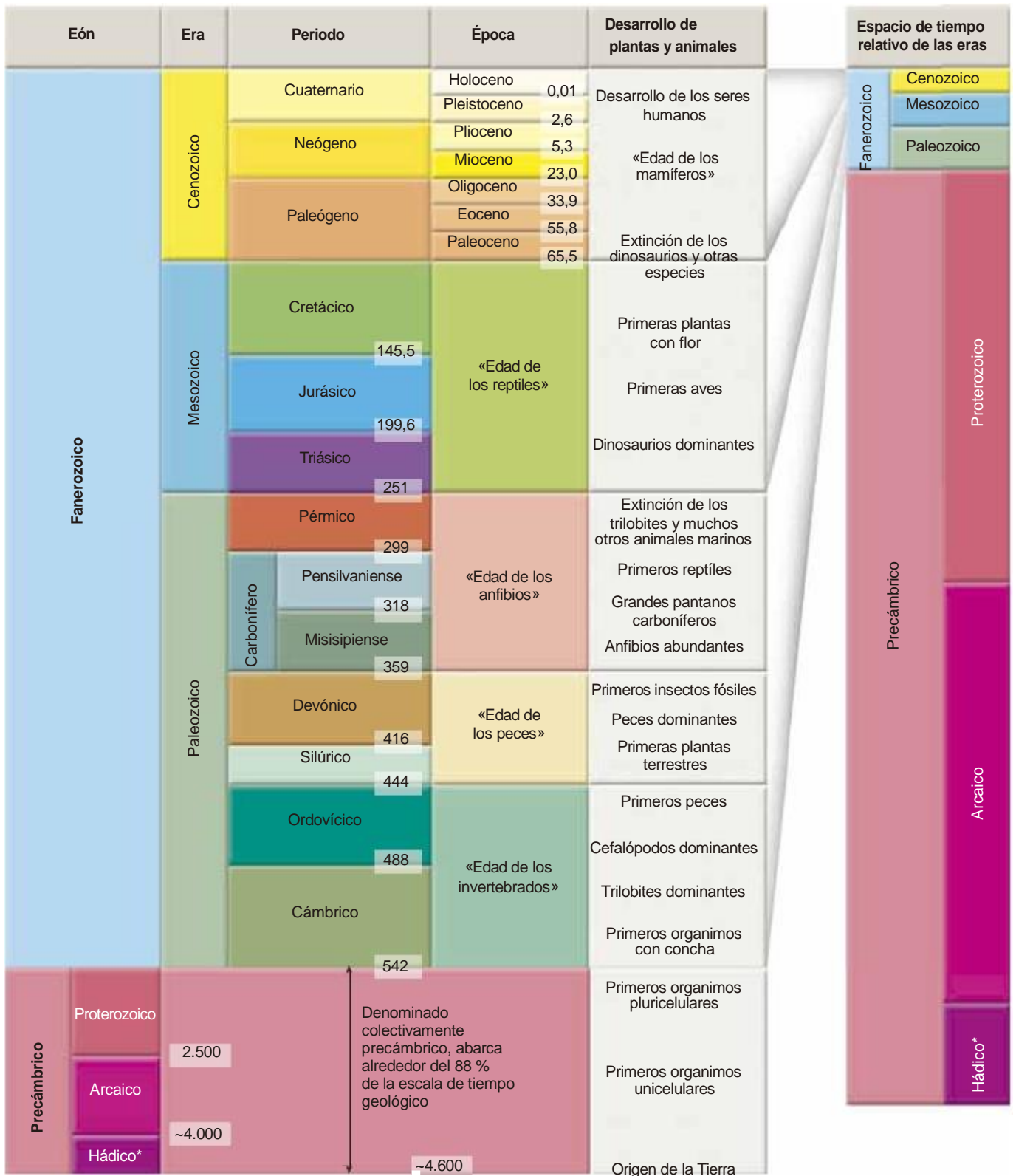
Como han indicado varios observadores, la Tierra se desarrolló bajo las condiciones «justamente adecuadas» para soportar formas de vida superiores. Los astrónomos se refieren a esto como el *escenario de Ricitos de oro*. Como el clásico cuento Ricitos de oro y los tres osos,



**FIGURA 22.3.** Paleontólogo excavando la pata trasera de un enorme dinosaurio (20 toneladas y 18,3 m de longitud), *Oberia tiguidensis*. El escenario es el Desierto del Sáhara en la República de Nigeria (Foto Didier Duthell/Sygma/Corbis).

Venus está demasiado caliente (papilla de Papa oso), Marte está demasiado frío (papilla de Mama osa), pero la Tierra está en su justo punto (papilla del osito). ¿Existen estas condiciones «en su justo punto» puramente por casualidad como sugieren algunos investigadores o se habría desarrollado el ambiente hospitalario de la Tierra para permitir la evolución y la supervivencia de formas de vida superiores como sostienen otros?

El resto de este capítulo se centrará en el origen y la evolución del planeta Tierra, el único lugar del universo que alberga vida, que sepamos. Como aprendimos en el Capítulo 9, los investigadores utilizan muchas herramientas para interpretar las pistas sobre el pasado terrestre. Utilizando esas herramientas y las pistas contenidas en el registro de las rocas, los científicos siguen desvelando muchos acontecimientos complejos del pasado geológico. El objetivo de este capítulo es proporcionar una breve visión de conjunto de la historia de nuestro planeta y sus formas de vida, un viaje que nos retrotrae unos 4.600 millones de años, hasta la formación de la Tierra y su atmósfera. Después, consideraremos cómo nuestro mundo físico adoptó su estado presente y cómo cambiaron a lo largo del tiempo los habitantes de la Tierra. Le sugerimos que vuelva a familiarizarse con la *escala de tiempo geológico* presentada en la Figura 22.4 y que la consulte durante todo el capítulo.



\* Hádico es el nombre informal para el lapso que empieza en la formación de la Tierra y acaba con las primeras rocas conocidas de la Tierra.

**FIGURA 22.4.** Escala de tiempo geológico. Las cifras representan el tiempo en millones de años antes del presente. Estas fechas fueron añadidas mucho después de que se hubiera establecido la escala de tiempo utilizando técnicas de datación relativa. El Precámbrico representa más del 88 por ciento del tiempo geológico.

## EL NACIMIENTO DE UN PLANETA

De acuerdo con la teoría del Big Bang, la formación de nuestro planeta empezó hace unos 13.700 millones de años con una explosión catastrófica que creó toda la materia y el espacio (Figura 22.5). Inicialmente se formaron las partículas atómicas (protones, neutrones y electrones). Más adelante, a medida que estas partículas se enfriaban, empezaron a formarse los átomos de hidrógeno y de helio, los dos elementos más ligeros. Al cabo de algunos cientos de millones de años, las nubes de esos gases se condensaron y coalescieron en las estrellas que componen los sistemas galácticos que observamos ahora.

A medida que esos gases se contraían para convertirse en las primeras estrellas, el calentamiento desencadenó el proceso de *fusión nuclear*. En el interior de las estrellas, los átomos de hidrógeno se convertían en átomos de helio, liberando enormes cantidades de energía radiante (calor, luz, rayos cósmicos). Los astrónomos han determinado que en las estrellas más masivas que nuestro Sol se producen otras reacciones termonucleares que generan todos los elementos de la tabla periódica hasta el número 26, el hierro. Los elementos más pesados (posteriores al número 26) se crean solo a temperaturas extremas durante la muerte explosiva de una estrella quizá 10 a 20 veces más masiva que el Sol. Durante estos acontecimientos catastróficos de **supernova**, las estrellas que explotan producen todos los elementos más pesados que el hierro y los arrojan al espacio interestelar. Según el escenario del Big Bang, los átomos que componen nuestros organismos se produjeron hace miles de millones de años en el interior caliente de estrellas ahora muertas, la formación del oro de nuestras joyas fue desencadenada por una explosión de supernova que se produjo a miles de millones de kilómetros de distancia.

### De los planetesimales a los protoplanetas

Recordemos que el Sistema Solar, la Tierra incluida, se formó hace unos 4.600 millones de años a partir de la **nebulosa solar**, una gran nube en rotación de polvo y gas interestelar (véase el Capítulo 1, página 2). A medida que la nebulosa solar se contraía, gran parte de la materia se reunía en el centro para crear el *protosol* caliente, mientras que el resto se convirtió en un disco aplanado que giraba. En el interior de este disco giratorio, la materia se iba reuniendo de manera gradual en montones que se mantenían juntos para convertirse en objetos del tamaño de un esteroide denominados **planetesimales**. La composición de cada planetesimal vino determinada

fundamentalmente por su distancia con respecto al protosol caliente.

Cerca de la órbita de Mercurio se condensaron solo granos metálicos de la nebulosa solar. Cerca de la órbita terrestre, se condensaron sustancias metálicas así como rocosas, y más allá de Marte, se formaron hielos de agua, dióxido de carbono, metano y amoníaco. Fue a partir de estos montones de materia que se formaron los planetesimales y, a través de colisiones repetidas y de acreción (mantenerse juntos), fueron creciendo ocho **protoplanetas** y sus lunas (véase Figura 22.5).

En algún momento de la evolución de la Tierra se produjo un impacto gigante entre un planetesimal del tamaño de Marte y una Tierra joven, semifundida. Esta colisión lanzó enormes cantidades de materiales al espacio, algunos de los cuales coalescieron para formar la Luna (véase Figura 22.5 J, K, L)

### Evolución de la Tierra primitiva

A medida que el material seguía acumulándose, el impacto a gran velocidad de materiales interplanetarios (planetesimales) y la desintegración de los elementos radiactivos hizo que la temperatura de nuestro planeta fuera aumentando de manera paulatina. Durante este periodo de intenso calor, la Tierra alcanzó la temperatura suficiente como para que el hierro y el níquel empezaran a fundirse. La fusión produjo gotas líquidas de metal pesado que se hundieron por su propio peso. Este proceso tuvo lugar rápidamente en la escala de tiempo geológico y produjo el núcleo terrestre denso y rico en hierro. La formación de un núcleo de hierro fundido fue la primera de muchas etapas de diferenciación química, en la cual la Tierra pasó de ser un cuerpo homogéneo, con aproximadamente la misma materia en todas las profundidades, a un planeta en capas con el material distribuido por densidad (véase Figura 22.5).

Este *periodo* primitivo de calentamiento provocó también un océano de magma, de quizá varios centenares de kilómetros de profundidad. Dentro del océano de magma, masas flotantes de roca fundida ascendieron hacia la superficie y acabaron solidificándose para producir una corteza primitiva, fina. La composición de la primera corteza terrestre era probablemente basáltica, similar a la corteza oceánica moderna.

Este periodo de diferenciación química estableció las tres principales divisiones del interior de la Tierra, el *núcleo* rico en hierro, la fina *corteza primitiva* y la capa más gruesa de la Tierra, el *manto*, localizado entre el núcleo y la corteza. Además, los materiales más ligeros, el vapor de agua, el dióxido de carbono y otros gases, se escaparon para formar una atmósfera primitiva y, poco después, los océanos (Figura 22.6).

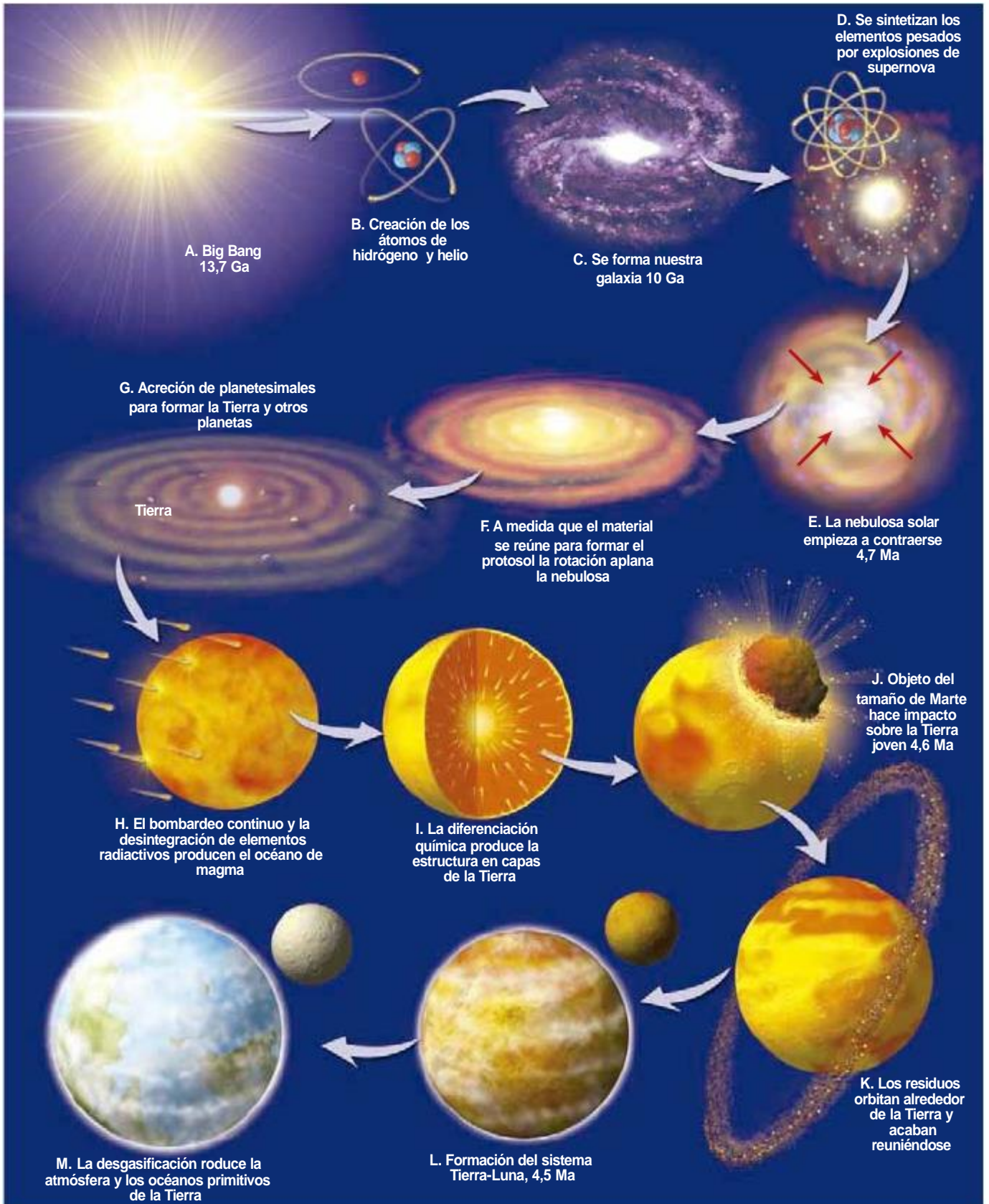
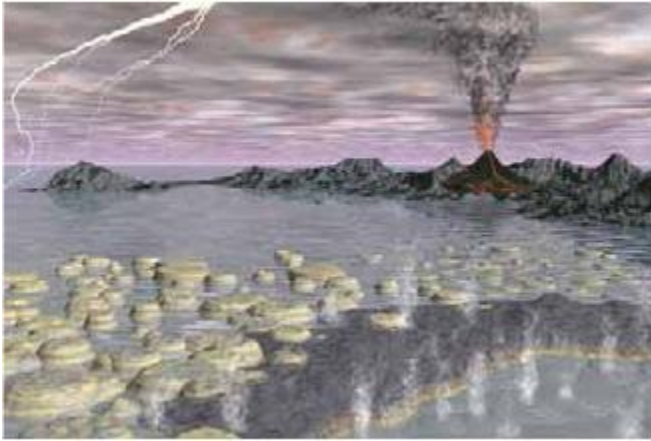


FIGURA 22.5. Acontecimientos principales que llevaron a la formación de la Tierra primitiva.



**FIGURA 22.6.** Representación artística de la Tierra hace más de 4.000 millones de años. Esta fue una época de intensa actividad volcánica que produjo la atmósfera y los océanos terrestres primitivos, mientras que las primeras formas de vida produjeron estructuras en forma de montículos denominados estromatolitos.

## ORIGEN DE LA ATMÓSFERA Y LOS OCÉANOS

Podemos estar agradecidos a nuestra atmósfera; sin ella, no habría efecto invernadero y la Tierra estaría casi 15,5 °C más fría. Las masas de agua terrestres estarían congeladas y el ciclo hidrológico sería inexistente.

El aire que respiramos es una mezcla estable compuesta por un 78 por ciento de nitrógeno, un 21 por ciento de oxígeno y alrededor de un uno por ciento de argón (un gas inerte), y pequeñas cantidades de gases como el dióxido de carbono y el vapor de agua. Sin embargo, la atmósfera original de nuestro planeta hace 4.600 millones de años era sustancialmente diferente.

### La atmósfera primitiva de la Tierra

En las primeras etapas de la formación de la Tierra, su atmósfera consistía probablemente en los gases más comunes del Sistema Solar primitivo, hidrógeno, helio, metano, amoníaco, dióxido de carbono y vapor de agua (véase el Capítulo 24, páginas 780-781). Los más ligeros de esos gases, el hidrógeno y el helio, parece que escaparon hacia el espacio porque la gravedad de la Tierra era demasiado débil como para retenerlos. La mayor parte de los gases restantes probablemente fueron dispersados al espacio por los fuertes *vientos solares* (una enorme corriente de partículas) procedentes de un Sol joven y activo. (Parece que todas las estrellas, entre ellas el Sol, experimentan una etapa de gran actividad al principio de su evolución, que se conoce como la *fase T-Tauri*, durante la cual sus vientos solares son muy intensos.)

La primera atmósfera permanente de la Tierra se generó mediante un proceso denominado **desgasificación**, a través del cual se liberan los gases atrapados en el interior del planeta. La desgasificación desde cientos de volcanes activos sigue siendo una función planetaria importante en todo el mundo (Figura 22.7). Sin embargo, en las primeras etapas de la historia de la Tierra, cuando en el manto se producía un calentamiento masivo y un movimiento fluido, la producción de gas debe de haber sido inmensa. Basándonos en nuestro conocimiento de las erupciones volcánicas modernas, es probable que la atmósfera terrestre primitiva consistiera fundamentalmente en vapor de agua, dióxido de carbono y dióxido de azufre, con cantidades menores de otros gases y mínimas de nitrógeno. Lo más importante es que no había oxígeno libre.

### Oxígeno en la atmósfera

Conforme la Tierra se iba enfriando, el vapor de agua se condensaba para formar nubes, y lluvias torrenciales empezaron a rellenar las zonas bajas, que se convirtieron en los océanos. En esos océanos, hace casi 3.500 millones de años, bacterias fotosintéticas empezaron a liberar oxígeno en el agua. Durante la *fotosíntesis*, los organismos utilizan la energía del Sol para producir materia orgánica (moléculas energéticas de azúcar que contienen hidrógeno y carbono) a partir del dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y el agua (H<sub>2</sub>O). Las primeras bacterias probablemente utilizaban sulfuro de hidrógeno (H<sub>2</sub>S) como fuente de hidrógeno en vez de agua. Una de las más primitivas bacterias, las *cianobacterias* (antes



**FIGURA 22.7.** La primera atmósfera permanente de la Tierra se formó por un proceso denominado desgasificación, que continúa en la actualidad desde centenares de volcanes activos en todo el mundo (Foto de Game McGimsey/CORBIS).

denominadas algas verdeazuladas), empezaron a producir oxígeno como producto secundario de la fotosíntesis.

Al principio, el oxígeno recién liberado era consumido fácilmente por reacciones químicas con otros átomos y moléculas (particularmente hierro) en el océano. Parece que se liberaban grandes cantidades de hierro en el océano primitivo a través del vulcanismo submarino y las fumarolas hidrotermales asociadas. El hierro tiene una tremenda afinidad por el oxígeno. Cuando estos dos elementos se unen, se convierten en óxido de hierro (herrumbre). A medida que se acumulaban en el fondo oceánico, estos primeros depósitos de óxido de hierro crearon capas alternas de rocas ricas en hierro y chert, denominadas **formaciones de hierro bandeado (BIF)**, (Figura 22.8). La mayoría de los depósitos de hierro bandeado se acumuló en el Precámbrico, hace entre 3.500 y 2.000 millones de años, y representan el depósito más importante del mundo de mena de hierro.

A medida que iba aumentando el número de organismos generadores de oxígeno, este último empezó a acumularse en la atmósfera. Los análisis químicos de las rocas sugieren que apareció ya una cantidad significativa de oxígeno en la atmósfera hace 2.200 millones de años, y que aumentó de manera uniforme hasta que alcanzó niveles estables hace alrededor de 1.500 millones de años. Obviamente la disponibilidad de oxígeno libre tuvo un impacto positivo en el desarrollo de la vida.



**FIGURA 22.8.** Estas rocas a capas, ricas en hierro, denominadas formaciones de hierro bandeado, BIF, se depositaron durante el Precámbrico. Gran parte del oxígeno generado como producto secundario de la fotosíntesis fue consumido fácilmente por reacciones químicas con el hierro para producir estas rocas (Por cortesía de Spencer R. Tittley).

Otro beneficio significativo de la «explosión de oxígeno» es que las moléculas de oxígeno ( $O_2$ ) absorben fácilmente la radiación ultravioleta y se reorganizan para formar *ozono* ( $O_3$ ). En la actualidad, el ozono se concentra por encima de la superficie en una capa denominada *estratosfera*, donde absorbe mucha de la radiación ultravioleta que incide en la atmósfera superior. Por primera vez, la superficie terrestre estaba protegida de este tipo de radiación solar que es particularmente dañina para el ADN. Los organismos marinos habían estado siempre protegidos de la radiación ultravioleta por los océanos, pero la formación de la capa de ozono protectora de la atmósfera hizo que los continentes fueran más hospitalarios.

## Evolución de los océanos

Hace unos 4.000 millones de años, hasta el 90 por ciento del volumen actual de agua marina estaba contenida en las cuencas oceánicas. Como la atmósfera primitiva era rica en dióxido de carbono, dióxido de azufre y sulfuro de hidrógeno, el agua de la lluvia más primitiva era muy ácida, hasta un grado incluso mayor que la lluvia ácida que dañó lagos y ríos en el este de Norteamérica durante la última parte del siglo xx. Por consiguiente, la superficie rocosa de la Tierra experimentó una acelerada tasa de meteorización. Los productos liberados por la meteorización química consistían en átomos y moléculas de varias sustancias, entre ellas, el sodio, el calcio, el potasio y la sílice, que fueron transportados a los océanos recién formados. Algunas de estas sustancias disueltas precipitaron para convertirse en sedimento químico que cubrió el fondo oceánico. Otras sustancias formaron sales solubles que aumentaron la salinidad del agua del mar. La investigación sugiere que la salinidad de los océanos aumentó rápidamente al principio pero que ha permanecido constante a lo largo de los últimos 2.000 millones de años.

Los océanos de la Tierra sirven también como almacén de volúmenes tremendos de dióxido de carbono, un constituyente principal de la atmósfera primitiva. Esto es significativo porque el dióxido de carbono es un gas de efecto invernadero que influye fuertemente en el calentamiento de la atmósfera. Venus, antes considerado muy similar a la Tierra, tiene una atmósfera compuesta por un 97 por ciento de dióxido de carbono, el cual produjo un efecto invernadero abrumador. Como consecuencia, su temperatura superficial es de 475 °C.

El dióxido de carbono es fácilmente soluble en el agua del mar, donde a menudo se une a otros átomos o moléculas para producir varios precipitados químicos. El compuesto más común generado por este proceso es el carbonato de calcio ( $CaCO_3$ ), que constituye la caliza, constituyente de la caliza, la roca sedimentaria química más abundante. Hace aproximadamente 542 millones de



años, los organismos marinos empezaron a extraer carbonato cálcico del agua del mar para fabricar sus caparazones y otras partes duras. Entre dichos organismos se cuentan billones de diminutos organismos marinos como los foraminíferos, cuyos caparazones se depositaron sobre el fondo oceánico al final de su ciclo vital. En la actualidad, algunos de esos depósitos pueden observarse en las capas de creta expuestas a lo largo de los White Cliffs en Dover, Inglaterra, que se muestran en la Figura 22.9. Al «encerrar» el dióxido de carbono, estos depósitos de caliza almacenan este gas de efecto invernadero de modo que no puede reentrar fácilmente en la atmósfera<sup>1</sup>.

## LA HISTORIA PRECÁMBRICA: LA FORMACIÓN DE LOS CONTINENTES TERRESTRES

Los 4.000 primeros millones de años de la Tierra se enmarcan en el *periodo* denominado Precámbrico. Representando casi el 90 por ciento de la historia de la Tierra, el Precámbrico se divide en el eón Arcaico

<sup>1</sup> En el Recuadro 7.1, «El ciclo del carbono la rocas sedimentarias», de la página 274 hay más información sobre esto.

(«edad antigua») y el eón Proterozoico («vida primitiva»). Nuestro conocimiento de este tiempo antiguo es limitado porque gran parte del registro rocoso inicial ha sido ocultado por los mismísimos procesos terrestres que hemos estado estudiando, en especial la tectónica de placas, la erosión y la sedimentación. La mayoría de las rocas precámbricas carecen de fósiles, lo que obstaculiza la correlación de las unidades rocosas. Además, las rocas de esta antigüedad están metamorfozadas y deformadas, extensamente erosionadas y a menudo cubiertas por estratos más jóvenes. De hecho, la historia del Precámbrico está escrita en episodios dispersos y especulativos, como un gran libro al que le faltaran muchos capítulos.

### Los primeros continentes de la Tierra

Más del 95 por ciento de la población humana de nuestro planeta vive en los continentes, sin incluir quienes viven en las islas volcánicas como Hawái e Islandia. Estos isleños habitan fragmentos de corteza oceánica que eran lo suficientemente espesos como para ascender por encima del nivel del mar.

¿Qué diferencia la corteza continental de la corteza oceánica? Recordemos que la corteza oceánica es una capa homogénea, relativamente densa ( $3,0 \text{ g/cm}^3$ ), de



**FIGURA 22.9.** Prominentes depósitos de creta, los White Chalk Cliffs, Sussex, Inglaterra. Se encontraron también depósitos similares en el norte de Francia (Foto de Art Wolf).

rocas basálticas procedentes de la fusión parcial del manto superior rocoso. Además, la corteza oceánica es delgada, con un espesor promedio de solo 7 km. La corteza continental, por otro lado, está compuesta por una variedad de tipos de rocas, tiene un espesor promedio de casi 40 km y contiene un gran porcentaje de rocas de baja densidad ( $2,7 \text{ g/cm}^3$ ), ricas en sílice, como el granito.

En una revisión de la evolución geológica de la Tierra no puede pasarse por alto la importancia de estas diferencias. La corteza oceánica, por ser relativamente fina y densa, se encuentra varios kilómetros por debajo del nivel del mar salvo, por supuesto, que sea empujada sobre una masa de tierra por las fuerzas tectónicas. La corteza continental, por su gran espesor y menor densidad, se extiende muy por encima del nivel del mar. También, recordemos que la corteza oceánica de espesor normal experimenta fácilmente subducción, mientras que los bloques espesos y flotantes de la corteza continental se resisten a ser reciclados al interior del manto.

### Creación de la corteza continental

Es probable que la primera corteza terrestre estuviera compuesta por basalto, similar a la generada en las dorsales oceánicas modernas, pero, dado que ya no existen pruebas físicas, no podemos estar seguros. El manto caliente y turbulento que con mucha probabilidad existía durante el eón Arcaico recicló gran parte de este material de vuelta al manto. De hecho, es posible que se haya estado reciclando continuamente, de forma muy parecida a como la «corteza» que se forma en un lago de lava es repetidamente sustituida por la lava fresca de debajo (Figura 22. 10).

Las rocas continentales más antiguas que se conservan aparecen como pequeños terrenos muy deformados que están incorporados en el interior de bloques algo más jóvenes de corteza continental (Figura 22. 11). El más antiguo de ellos es el gneis Ascata de 4.000 millones de años de antigüedad localizado en la Provincia Slave, en los Territorios del Noroeste de Canadá.

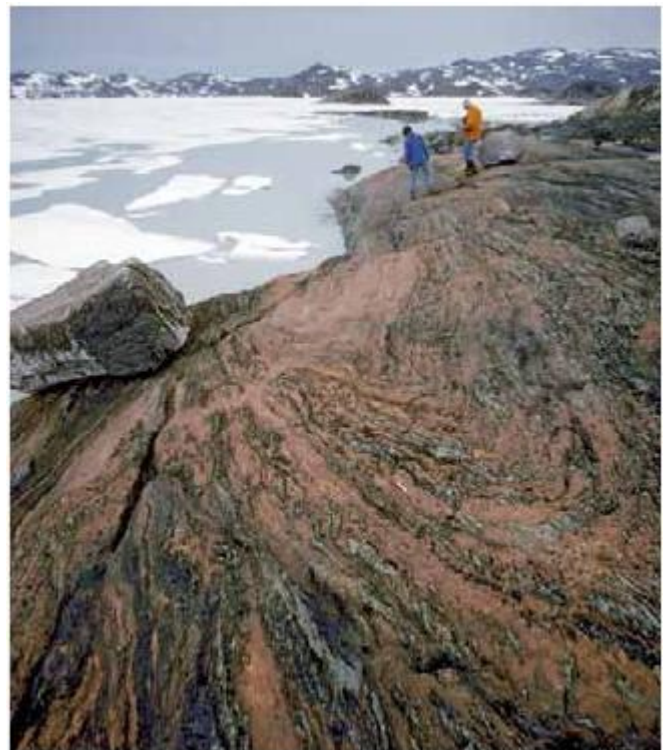
La formación de la corteza continental es simplemente una continuación de la segregación gravitacional de los materiales terrestres que empezó durante la etapa de acreción final de nuestro planeta. Después de la evolución del núcleo metálico y el manto rocoso, se fueron extrayendo gradualmente minerales ricos en sílice, de baja densidad, desde el manto para formar la corteza continental. Este es un proceso continuo en múltiples etapas durante el cual la fusión parcial de rocas ultramáficas del manto (peridotita) genera rocas máficas. A continuación, la fusión de las rocas máficas produce magmas que evolucionan y cristalizan para formar rocas compuestas por cuarzo, félsicas (véase Capítulo 4). Sin embargo, se sabe poco sobre los detalles de



**FIGURA 22.10.** Patrón agrietado sobre lago de lava. La corteza que cubre este lago de lava está siendo sustituida continuamente por la lava reciente que viene de abajo, de una manera muy parecida a como se recicló la corteza terrestre al principio de su historia (Foto de Juerg Alean/www.stromboli.net).

los mecanismos que generaron estas rocas ricas en sílice durante el Arcaico.

La mayoría de los geólogos está de acuerdo en que en las primeras etapas de la historia de la Tierra operaba algún tipo de movimiento de tipo placa. Además, es probable que también desempeñara un papel el vulcanismo de puntos calientes. Sin embargo, dado que el



**FIGURA 22.11.** Estas rocas de Isua, Groenlandia, algunas de las más antiguas del mundo, han sido fechadas en 3.800 millones de años (Foto por cortesía de James L. Amos/CORBIS).

manto estaba más caliente en el eón Arcaico que en la actualidad, estos dos fenómenos habrían progresado a velocidades mayores que sus homólogos modernos. Se cree que el vulcanismo de puntos calientes ha creado inmensos volcanes de escudo, así como llanuras oceánicas. A la vez, la subducción de la corteza oceánica generó los arcos de islas volcánicas. En conjunto, estos fragmentos de corteza relativamente pequeños representan la primera fase en la creación de grandes áreas de tierra de tamaño continental estables.

### De la corteza continental a los continentes

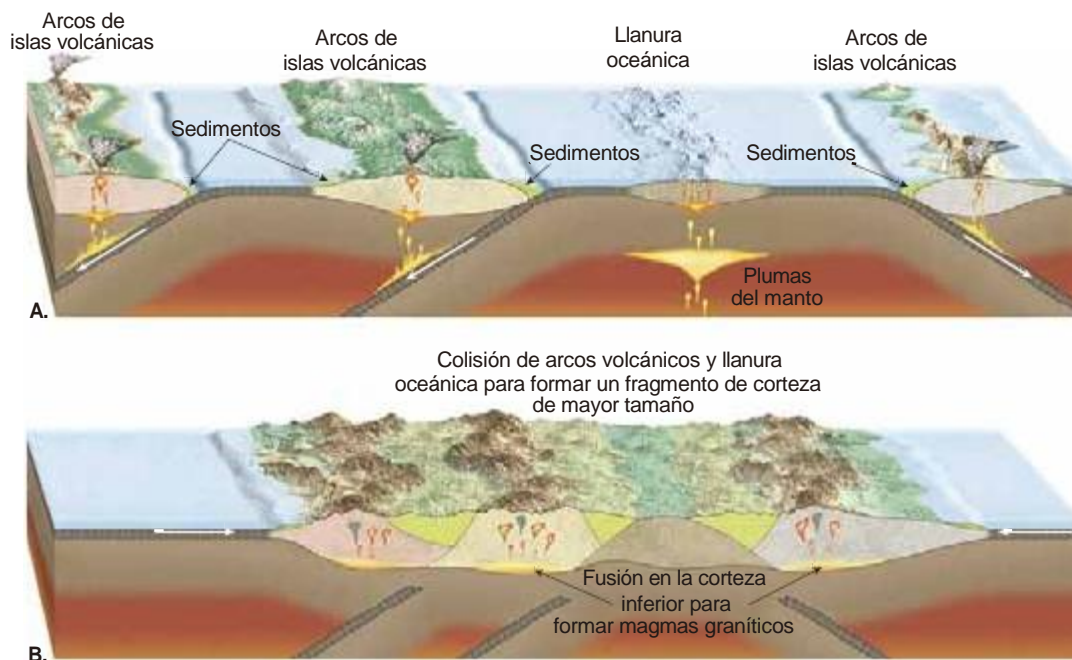
Según un modelo de evolución continental, el crecimiento de grandes masas continentales se consiguió a través de la colisión y la acreción de varios tipos de terrenos como se ilustra en la Figura 22.12. Este tipo de tectónica de colisión deformó y metamorfozó los sedimentos atrapados entre los fragmentos de corteza convergente, acortando así y engrosando la corteza en desarrollo. En las regiones más profundas de estas zonas de colisión, la fusión parcial de la corteza engrosada generó magmas ricos en sílice que ascendieron e hicieron intrusión en las rocas situadas por encima. El resultado fue la formación de grandes provincias costeras que, a su vez, se reunieron con otras para formar bloques de corteza aún mayores denominados **cratones**. (A la porción de un cratón moderno que queda expuesto en la superficie se le denomina escudo.) Para que se forme un gran cratón se precisa la acreción de varios bloques de corteza que da lugar a importantes episodios de formación de

orogenia similares a la colisión de India con Asia. En la Figura 22.13 se muestra la extensión de material de la corteza que se produjo durante los eones Arcaico y Proterozoico. Esto se consiguió por la colisión y la acreción de muchos terrenos delgados, muy móviles, en masas continentales casi reconocibles.

Aunque el Precámbrico fue una época en la que se generó mucha de la corteza continental terrestre, también se destruyó una cantidad sustancial del material de la corteza. Pudo perderse por meteorización y erosión o por la reincorporación directa en el manto a través de la subducción. Las pruebas sugieren que durante gran parte del Arcaico se eliminaron láminas finas de corteza continental, fundamentalmente por subducción en el manto. Sin embargo, hace aproximadamente 3.000 millones de años, los cratones crecieron en tamaño y espesor lo suficiente como para resistir la subducción. Después de ese momento, la meteorización y la erosión se convirtieron en los principales procesos de destrucción de la corteza. Cuando acababa el Precámbrico, se había formado un 85 por ciento estimado de la corteza continental moderna.

### La formación de Norteamérica

Norteamérica proporciona un excelente ejemplo del desarrollo de la corteza continental y su agrupación gradual en un continente. Obsérvese en la Figura 22.14 que queda muy poca corteza continental más antigua de 3.500 millones de años. Al final del eón Arcaico, hace entre



**FIGURA 22.12.** Según un modelo evolutivo, el crecimiento de las grandes masas continentales se consiguió por la colisión y la acreción de varios tipos de terrenos.

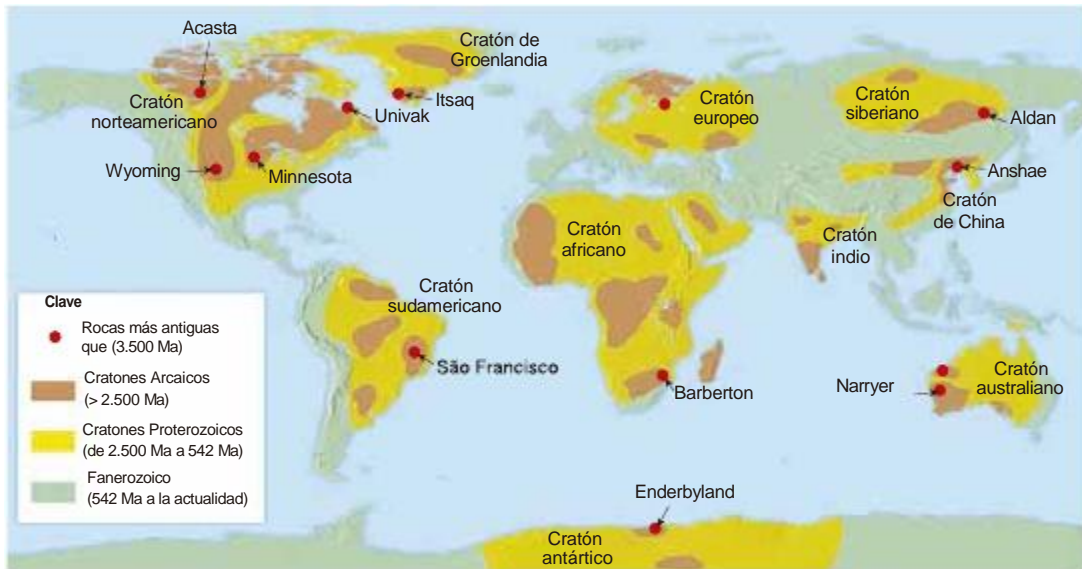


FIGURA 22.13. Ilustración que muestra la extensión de los restos de material de la corteza de los eones Arcaico y Proterozoico.

3.000 y 2.500 millones de años, hubo un periodo de crecimiento continental importante. Durante este periodo, la acreción de numerosos arcos de islas y otros fragmentos generaron diversas provincias costeras grandes.

Norteamérica contiene alguna de esas unidades de corteza, entre ellas los cratones Superior y Hearne/Rae mostrados en la Figura 22.14. Sigue sin saberse dónde se formaron estos bloques continentales antiguos.

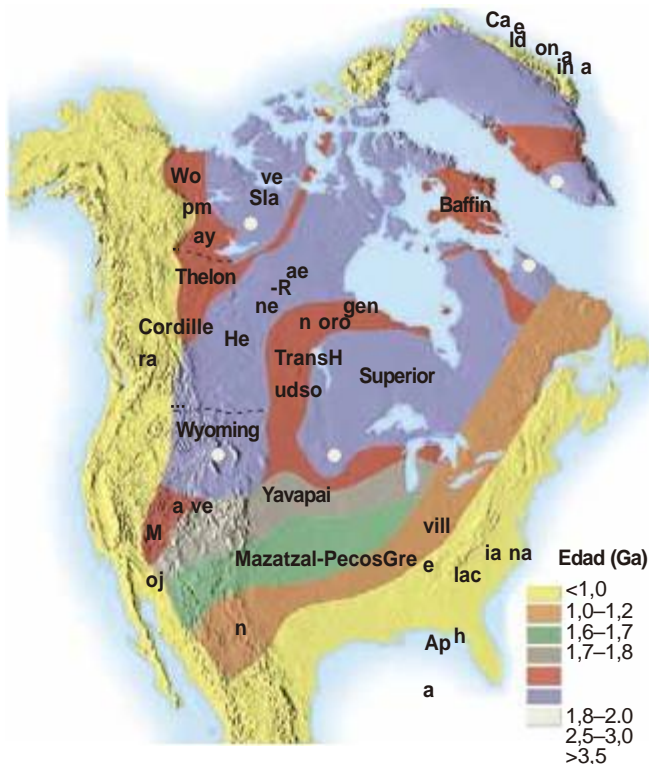


FIGURA 22.14. Mapa que muestra las principales provincias geológicas de Norteamérica y sus edades en miles de millones de años (Ga). Parece que Norteamérica se reunió a partir de bloques de corteza que se juntaron por procesos muy similares a la moderna tectónica de placas. Estas colisiones antiguas produjeron cinturones montañosos que incluyen arcos de islas volcánicas remanentes

Hace unos 1.900 millones de años estas provincias de corteza colisionaron para producir la cordillera montañosa Trans-Hudson (Figura 22.14). (Este episodio de orogenia no se restringió a Norteamérica, porque se encuentran estratos deformados antiguos de edad similar en otros continentes). Este acontecimiento dio lugar al cratón norteamericano, alrededor del cual se fueron añadiendo más tarde diversos fragmentos de corteza grandes y también numerosos pequeños. Estas adhesiones tardías abarcan las provincias Blue Ridge y Piedmont de los Apalaches. Además, durante el Mesozoico y el Cenozoico se añadieron diversos terrenos al margen occidental de Norteamérica para generar la cordillera montañosa norteamericana.

### Supercontinentes del Precámbrico

Los **supercontinentes** son grandes masas de terreno que contienen todos, o casi todos, los continentes existentes. Pangea fue el supercontinente más reciente, pero

atrapados por los fragmentos continentales que colisionaron.

desde luego no el único, que existió en el pasado geológico. El más antiguo supercontinente bien documentado, Rodinia, se formó durante el eón Proterozoico, hace aproximadamente 1.100 millones de años. Sigue investigándose su reconstrucción, pero está claro que la configuración de Rodinia era bastante diferente de Pangea (Figura 22.15). Una distinción obvia es que Norteamérica estaba situada cerca del centro de esta antigua gran masa de tierra.



**FIGURA 22.15.** Esquema simplificado que muestra una de las diversas configuraciones posibles del supercontinente Rodinia. Para mayor claridad, los continentes se han dibujado con formas algo modernas, lo que en realidad no ocurría hace mil millones de años (Tomado de P. Hoffman, J. Rogers y otros).

Entre hace 800 y 600 millones de años, Rodinia se fue separando gradualmente. Al final del Precámbrico, muchos de los fragmentos se volvieron a reunir produciendo una gran masa de tierra en el hemisferio meridional denominada Gondwana, compuesta fundamentalmente por las actuales Sudamérica, África, India, Australia y Antártida (Figura 22.16). Se formaron también otros fragmentos continentales: Norteamérica, Siberia y Europa septentrional. Consideraremos el destino de estas masas de tierra precámbricas más adelante en este capítulo.

### Ciclo del supercontinente

La idea de que la ruptura y la dispersión de un supercontinente van seguidas de un largo *periodo* durante el cual los fragmentos se van reuniendo gradualmente en un nuevo supercontinente con una configuración diferente se denomina **ciclo supercontinental**. La reunión y dispersión de los supercontinentes tuvo un profundo impacto sobre la evolución de los continentes terrestres. Además, este fenómeno influyó en gran medida en los climas mundiales y contribuyó a los episodios periódicos de elevación y descenso del nivel del mar.

### Supercontinentes y clima

A medida que los continentes se mueven, los patrones de las corrientes oceánicas y los vientos mundiales cambian, lo que influye en la distribución global de



**FIGURA 22.16.** Reconstrucción de la Tierra con el aspecto que podía tener a finales del Precámbrico. Los continentes del sur se reunieron en una única masa de tierra denominada Gondwana. Otras masas de tierra que no eran parte de Gondwana abarcan Norteamérica, el noroeste de Europa y el norte de Asia (Tomado de P. Hoffman, J. Rogers y otros).

la temperatura y la precipitación. Un ejemplo de cómo la dispersión de un supercontinente influyó en el clima es la formación de la capa de hielo de la Antártida. La Antártida oriental permaneció sobre el Polo Sur durante más de 100 millones de años, pero no estuvo cubierta de hielo hasta hace unos 25 millones de años. Antes de este periodo de glaciación, Sudamérica estaba conectada con la península antártica. Esta disposición de masas de tierra contribuyó a mantener un patrón de circulación, según el cual las corrientes oceánicas cálidas alcanzaban la costa de la Antártida, como se muestra en la Figura 22.17A. Esto es similar a cómo la moderna corriente del

Golfo mantiene a Islandia básicamente exenta de hielo, pese a su nombre. Sin embargo, a medida que Sudamérica se separaba de la Antártida, se desplazaba hacia el norte, permitiendo el flujo de la circulación oceánica de oeste a este en torno a todo el continente de la Antártida (Figura 22.17B). Esta corriente fría, denominada Deriva del Viento del Oeste, aisló eficazmente toda la costa antártica de las corrientes cálidas dirigidas a los polos que circulaban en los océanos meridionales. Como consecuencia, la mayor parte de la Antártida se cubrió de hielo glaciar.

Los climas locales y regionales se han visto también influidos por los grandes sistemas montañosos creados por la colisión de cratones grandes. Debido a sus grandes elevaciones, las montañas exhiben temperaturas promedio notablemente más bajas que las tierras bajas colindantes. Además, cuando el aire asciende por estas estructuras elevadas, la elevación «exprime» la humedad del aire, dejando relativamente seca la región situada a favor del viento. Una moderna analogía es la constituida por las pendientes occidentales húmedas intensamente boscosas de la Sierra Nevada de Norteamérica, en comparación con el clima seco del desierto del Great Basin que se encuentra directamente en la dirección del viento (véase Figura 19.4, pág. 604).

### Supercontinentes y cambios del nivel del mar

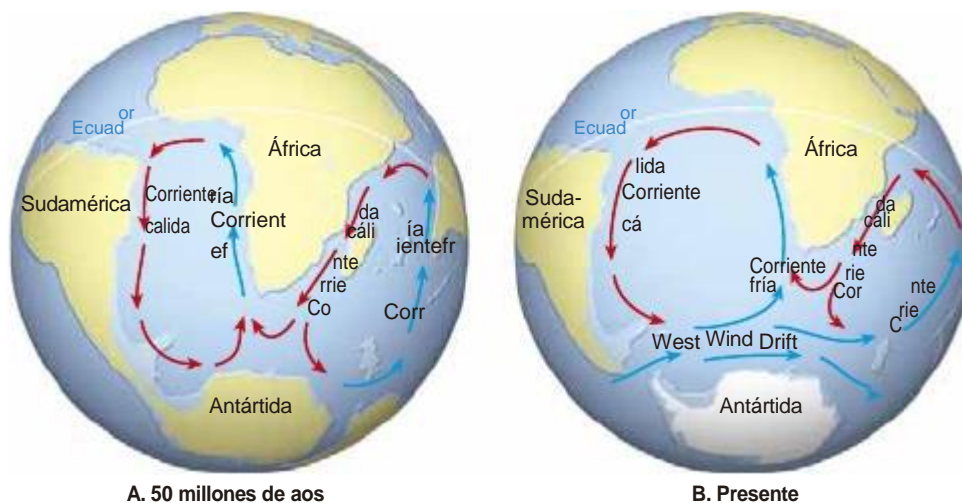
Se han documentado numerosos y significativos cambios del nivel del mar en la historia geológica, muchos de los cuales parecen estar relacionados con la reunión y la dispersión de los supercontinentes. Si el nivel del mar asciende, los mares someros avanzan hacia los continentes. Pruebas de *periodos* en los cuales los mares avanzaron hacia el interior de los continentes abarcan

secuencias espesas de antiguas rocas sedimentarias marinas que recubrieron grandes zonas de masas de tierra modernas, entre ellas gran parte de los dos tercios orientales de los Estados Unidos.

El ciclo supercontinental y los cambios del nivel del mar están directamente relacionados con las velocidades de expansión del fondo oceánico. Cuando la velocidad de expansión es rápida, como a lo largo de la dorsal del pacífico oriental en la actualidad, la producción de corteza oceánica cálida también lo es. Como la corteza oceánica cálida es menos densa (ocupa más espacio) que la corteza fría, las dorsales de expansión rápida ocupan más volumen en las cuencas oceánicas que los centros de expansión lentos. Como consecuencia, cuando las velocidades de expansión del fondo oceánico aumentan, el nivel del mar asciende. Esto, a su vez, hace que mares someros avancen hacia las porciones bajas de los continentes.

## HISTORIA GEOLÓGICA DEL FANEROZOICO: LA FORMACIÓN DE LOS CONTINENTES MODERNOS DE LA TIERRA

El eón Fanerozoico, que se inicia después del Precámbrico, abarca 542 millones de años y está dividido en tres eras: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. El comienzo del Fanerozoico está marcado por la aparición de las primeras formas de vida con partes duras como esqueletos, escamas, huesos o dientes, que aumentan enormemente la posibilidad de que un organismo se



**FIGURA 22.17.** Comparación del modelo de circulación oceánica hace 50 millones de años con el presente. Cuando Sudamérica se separó de la Antártida, se desarrolló el West Wind Drift, que aisló efectivamente toda la costa Antártida de las corrientes cálidas de los océanos meridionales que se dirigían al polo, lo que provocó que gran parte de la Antártida acabara cubierta de hielo glaciar.

conserve en el registro fósil (Figura 22.18)<sup>2</sup>. Por tanto, la disponibilidad de fósiles ayudó al estudio de la corteza del Fanerozoico, lo que mejoró nuestra capacidad para datar y correlacionar acontecimientos geológicos (Recuadro 22.1). Además, dado que cada organismo está asociado con su propio nicho particular, el enormemente mejorado registro fósil proporcionó información de valor incalculable para descifrar los ambientes antiguos.

## Historia del Paleozoico

Cuando se inició la era Paleozoica, Norteamérica no albergaba ningún ser vivo, ni plantas ni animales. No existían los Apalaches ni las Montañas Rocosas; el continente era en gran medida una llanura yerma. Varias veces durante las primeras etapas del Paleozoico, mares someros se desplazaron al interior continental y retrocedieron dejando tras de sí gruesos depósitos de calizas, pizarras y areniscas limpias que marcan las líneas de costa de estos mares someros mediocontinentales antiguos.

### La formación de Pangea

Uno de los principales acontecimientos del Paleozoico fue la formación del supercontinente Pangea, que empezó con una serie de colisiones que fueron reuniendo gradualmente Norteamérica, Europa, Siberia y otros fragmentos menores de corteza (Figura 22.19). Estos acontecimientos acabaron generando un gran continente septentrional denominado Laurasia, una gran masa de tierra tropical que soportó condiciones

<sup>2</sup> Para más información sobre esta cuestión, consúltese lo comentado en «Condiciones que favorecen la preservación» en el Capítulo 9, pag. 204).



**FIGURA 22.18.** Molde natural de un trilobite. Los trilobites dominaron el océano paleozoico primitivo, de cuyo fondo obtenían el alimento (Foto de Ed Reschke/Peter Arnold, Inc.).

húmedas y cálidas que indujeron la formación de enormes pantanos, los cuales acabaron convirtiéndose en carbón.

Simultáneamente el vasto continente meridional de Gondwana abarcaba cinco continentes: Sudamérica, África, Australia, Antártida, India y quizá partes de China. Pruebas de una glaciación continental extensa sitúan a esta masa de tierra cerca del polo Sur. Al final del Paleozoico, Gondwana había emigrado hacia el norte y colisionó con Laurasia, lo que culminó en la formación del supercontinente Pangea.

La acreción de Pangea duró más de 300 millones de años y tuvo como consecuencia la formación de varias cordilleras montañosas. La colisión de Europa septentrional (fundamentalmente Noruega) con Groenlandia produjo las montañas Caledonianas, mientras que la unión del norte de Asia (Siberia) y Europa creó la cadena montañosa de los Urales. El norte de China se piensa que se unió a Asia al final del Paleozoico, mientras que el sur de China puede que no llegara a formar parte de Asia hasta después de que Pangea hubiera empezado a escindirse. (Recordemos que India no empezó a unirse a Asia hasta hace unos 50 millones de años).

Pangea alcanzó su tamaño máximo hace unos 250 millones de años cuando África colisionó con Norteamérica (Figura 22.19D). Este acontecimiento marcó el episodio final de crecimiento en la larga historia los Apalaches (véase Capítulo 14).

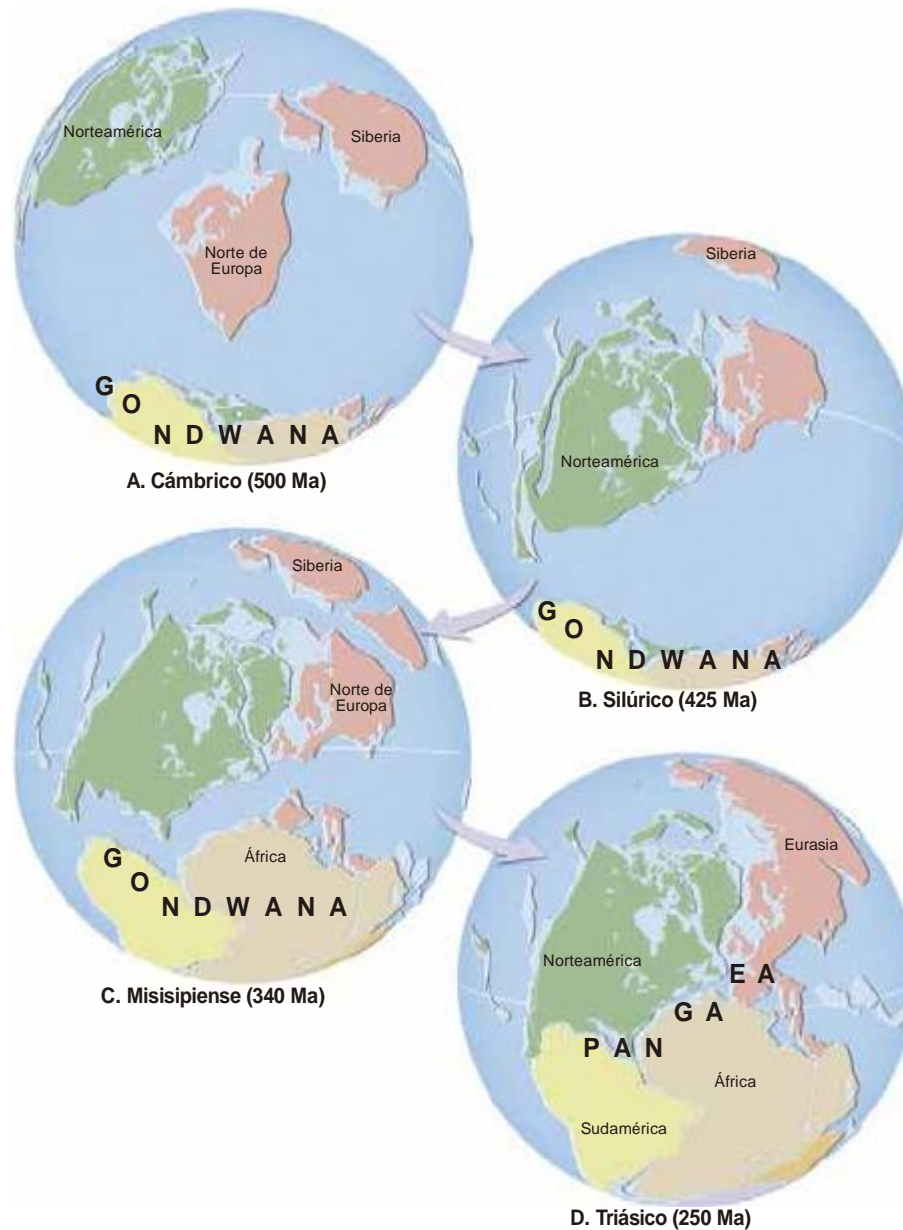
## Historia del Mesozoico

Con una duración de unos 186 millones de años, la era Mesozoica se divide en tres periodos: el Triásico, el Jurásico y el Cretácico. Los principales acontecimientos geológicos del Mesozoico abarcan la ruptura de Pangea y la evolución de nuestras cuencas oceánicas modernas.

La era Mesozoica empezó con gran parte de los continentes del mundo por encima del nivel del mar. Los estratos triásicos expuestos son fundamentalmente areniscas rojas y lutitas que carecen de fósiles marinos, características que indican un ambiente terrestre. (El color rojo de las areniscas procede de la oxidación del hierro).

Cuando se iniciaba el periodo Jurásico, el mar invadió el noreste de Norteamérica. Adyacentes a este mar somero, se depositaron sedimentos continentales extensos sobre lo que ahora es la Colorado Plateau. Las más destacadas son las Areniscas Navajo, una capa de lechos transversales ricos en cuarzo que en algunos lugares se aproxima a 300 m de espesor. Estos remanentes de dunas masivas indican que durante las primeras épocas del Jurásico un enorme desierto ocupaba mucho del suroeste americano (Figura 22.20). Otro depósito bien conocido del Jurásico es la formación Morrison, el





**FIGURA 22.19** . Durante el final del Paleozoico, los movimientos de placa fueron reuniendo las principales masas de tierra para producir el supercontinente de Pangea (Tomado de P. Hoffman, J. Rogers y otros).

almacén más rico del mundo de fósiles de dinosaurios, entre ellos los huesos fosilizados de dinosaurios enormes como el Apatosaurus (antes denominado Brontosaurus), el Brachiosaurus y el Stegosaurus.

Conforme el periodo Jurásico iba dejando paso al Cretácico, mares someros volvieron a invadir gran parte del occidente norteamericano, así como las regiones costeras del Golfo y del Atlántico. Esto llevó a la formación de «pantanos carboníferos» similares a los de la era Paleozoica. En la actualidad, los depósitos de carbón del Cretácico, en el occidente de Estados Unidos y Canadá, tienen una gran importancia económica. Por ejemplo, en la Reserva de los indios Crow en Montana,

hay casi 20.000 millones de toneladas de carbón del Cretácico de gran calidad.

Otro acontecimiento importante de la era Mesozoica fue la ruptura de Pangea (véase Recuadro 2.3, pág. 71). Hace unos 165 millones de años, se desarrolló un rift entre lo que ahora es Norteamérica y el oeste de África, que marcó el nacimiento del océano Atlántico. A medida que Pangea se iba separando gradualmente, el movimiento hacia el oeste de la placa norteamericana empezó a empujar la cuenca del pacífico. Este acontecimiento tectónico desencadenó una ola continua de deformación que se movió tierra adentro a lo largo de todo el margen occidental de Norteamérica. Durante el



**FIGURA 22.20** . Estos masivos peñascos de lechos transversales de arenisca en el parque nacional Zion son los restos de dunas de arena antiguas (Foto de Ruth Tomlinson/Robert Harding).

Jurásico, la subducción de la placa Farallon había empezado a producir la mezcla caótica de rocas que existen en la actualidad en las Coast Ranges de California. Más hacia el interior, la actividad ígnea era generalizada y durante más de 100 millones de años el vulcanismo fue intensísimo por el ascenso de enormes masas de magma a pocos kilómetros de la superficie terrestre. Los restos de esta actividad son los plutones graníticos de la Sierra Nevada, así como el batolito Idaho y el batolito de la cordillera costera de la Columbia Británica.

La actividad tectónica iniciada en el Jurásico continuó durante todo el Cretácico. Las fuerzas compresivas movían enormes unidades rocosas como si fueran guijarros hacia el este. A lo largo de gran parte del margen occidental de Norteamérica, rocas más antiguas fueron volcadas hacia el este sobre los estratos más jóvenes durante distancias que superaban los 150 km. Por último, esta actividad fue responsable de la creación de las enormes Montañas Rocosas septentrionales que se extienden desde Wyoming hasta Alaska.

Hacia el final del Mesozoico, se formaron las porciones meridionales de las Montañas Rocosas. Este acontecimiento orogénico, denominado *Orogenia Larámide*, se produjo cuando grandes bloques de rocas del Precámbrico profundamente enterradas fueron levantadas casi en vertical a lo largo de fallas de gran buzamiento, envolviendo los estratos sedimentarios más jóvenes que estaban por encima. Las cordilleras montañosas producidas por la orogenia Laramide abarcan la Front Range del Colorado, la Sangre de Cristo de Nuevo México y Colorado, y las Bighorns de Wyoming (véase Recuadro 14.2, pág. 456).

## Historia del Cenozoico

La era Cenozoica, o «era de vida reciente,» abarca los últimos 65,5 millones de años de historia de la Tierra. Fue durante este periodo durante el cual aparecieron los paisajes físicos y las formas de vida de nuestro mundo moderno. La era cenozoica representa una fracción considerablemente menor del tiempo geológico que el Paleozoico o el Mesozoico. No obstante, se sabe mucho más sobre este periodo porque las formaciones rocosas están más generalizadas y menos alteradas que las de cualquier era precedente.

La mayor parte de Norteamérica estaba por encima del nivel del mar durante el Cenozoico. Sin embargo, los márgenes orientales y occidentales del continente experimentaron acontecimientos notablemente diferentes por sus diferentes relaciones de límite de placas. El Atlántico en las regiones costeras del Golfo, muy alejadas de un borde de placa activo, eran químicamente estables. Por el contrario, el oeste norteamericano era el borde principal de la placa norteamericana. Como consecuencia, las interacciones de placa durante el Cenozoico explican muchos acontecimientos de orogénesis, vulcanismo y terremotos.

### El este norteamericano

El margen continental estable del este de Norteamérica fue zona de abundante sedimentación marina. Los sedimentos más extensos rodeaban el Golfo de México, desde la península de Yucatán hasta Florida, donde

una masiva elevación de sedimentos creó un sinclinal de la corteza. En muchos casos, la formación de fallas creó estructuras en las cuales se acumuló petróleo y gas natural. En la actualidad, estas y otras trampas de petróleo son el recurso económicamente más importante de la costa del Golfo, como se pone de manifiesto por las numerosas plataformas de perforación que hay costa afuera.

A principios del Cenozoico, la mayor parte de los Apalaches originales había sido erosionada a una llanura baja. Más adelante, ajustes isostáticos volvieron a elevar la región y rejuvenecieron sus ríos. Las corrientes erosionaron con renovado vigor, esculpiendo gradualmente la superficie a su topografía actual. Los sedimentos de esta erosión fueron depositados a lo largo del margen continental oriental, donde se acumularon hasta un espesor de muchos kilómetros. En la actualidad, partes de los estratos depositados durante el Cenozoico están expuestos en las llanuras costeras de suave pendiente del Atlántico y el Golfo, donde reside un gran porcentaje de la población oriental y suroriental de Estados Unidos.

### El oeste norteamericano

En el oeste, la orogenia Laramide, responsable de la formación de las Montañas Rocosas meridionales estaba llegando a su fin. A medida que las fuerzas erosivas reducían las montañas, las cuencas entre las cordilleras ascendentes empezaron a llenarse de sedimentos. Al este de las Montañas Rocosas, una gran cuña de sedimento procedente de la erosión de las montañas creó las Grandes Llanuras.

Empezando en la época del Mioceno, hace unos 20 millones de años, una amplia región del norte de Nevada en México experimentó extensión de la corteza que creó más de 150 cordilleras de bloques de falla. Hoy, se elevan abruptamente sobre las cuencas adyacentes, creando la Basin and Range Province (véase el Capítulo 14).

A medida que iba desarrollándose la Basin and Range Province, todo el interior occidental del continente se iba elevando gradualmente. Este acontecimiento volvió a elevar las montañas rocosas y rejuveneció muchos de los principales ríos occidentales. A medida que los cauces de los ríos iban siendo horadados, se crearon muchas gargantas espectaculares, entre ellas las del Gran Cañón del río Colorado, el Gran Cañón del río Snake y el Cañón Negro del río Gunnison.

La actividad volcánica también fue frecuente en el oeste durante gran parte del Cenozoico. Empezando en la época del Mioceno, grandes volúmenes de lava basáltica fluida fluían por fisuras en fragmentos de los actuales Washington, Oregón e Idaho. Estas erupciones crearon la extensa llanura de Columbia (3,3 millones de kilómetros cuadrados). Inmediatamente al oeste de la llanura de Columbia, la actividad volcánica tenía un carácter diferente. Aquí, hacían erupción de manera explosiva magmas más viscosos con mayor contenido de sílice, creando las Cascades, una cadena de estratovolcanes que se extiende desde el norte de California hasta Canadá, algunos de los cuales siguen activos todavía (Figura 22.21).

Un episodio final de deformación se produjo a finales del Cenozoico, creando las Coast Ranges que se



**FIGURA 22.21.** Mount Hood, Oregón. Este volcán es uno de los diversos grandes conos compuestos que comprenden la cordillera Cascade (Foto de John M. Roberts/CORBIS/Stock Market).

extienden a lo largo de la costa del Pacífico. Mientras tanto, la Sierra Nevada se fracturó y elevó a lo largo de su flanco oriental, formando las impresionantes montañas que vemos hoy en día.

A medida que el Cenozoico se aproximaba a su fin, los efectos de la orogénesis, la actividad volcánica, los ajustes isostáticos y la extensa erosión y sedimentación crearon el paisaje físico que conocemos hoy. Todo lo que quedaba del Cenozoico era el episodio final de 2,6 millones de años denominado *periodo* Cuaternario. Durante esta fase más reciente, y en curso, de la historia de la Tierra, en la que evolucionaron los humanos, la acción del hielo glacial, el viento y las aguas superficiales añadió los toques finales a la larga y compleja historia geológica de nuestro planeta.

## PRIMERA VIDA TERRESTRE

Los fósiles más antiguos proporcionan pruebas de que la vida sobre la Tierra se estableció hace por lo menos 3.500 millones de años. Se han encontrado fósiles microscópicos similares a las modernas cianobacterias (antes conocidas como algas verde-azuladas) en depósitos de creta ricos en sílice de todo el mundo. Ejemplos notables son el sur de África, donde las rocas datan de hace más de 3.100 millones de años, y la región del lago superior del este de Ontario y el norte de Minnesota, donde la creta Gunflint contiene algunos fósiles de hace más de 2.000 millones de años. Restos químicos de materia orgánica en rocas de mayor edad han llevado a los paleontólogos a sugerir con énfasis que puede haber existido vida hace 3.800 millones de años.

¿Cómo se inició la vida? Esta pregunta enciende un debate considerable y las hipótesis abundan. Entre los requisitos para la vida, suponiendo la presencia de un ambiente hospitalario, se cuentan las materias químicas primas que forman las moléculas esenciales del ADN, el ARN y las proteínas. Estas sustancias requieren compuestos orgánicos denominados *aminoácidos*. Los primeros aminoácidos pudieron haberse sintetizado a partir de metano y amoniaco, muy abundantes en la atmósfera primitiva de la Tierra. Algunos científicos sospechan que estos gases pudieron haberse reorganizado fácilmente en moléculas orgánicas útiles con ayuda de la luz ultravioleta, mientras que otros consideran los relámpagos los impulsores, como intentaron demostrar los bien conocidos experimentos llevados a cabo por Stanley Miller y Harold Urey.

Otros investigadores sugieren que los aminoácidos llegaron «preparados», liberados por asteroides o cometas que colisionaron con la Tierra joven. Un grupo de meteoritos (restos de asteroides y cometas que golpearon la Tierra), denominados *condritas carbonáceas*, que se sabe que contienen compuestos orgánicos semejantes a los aminoácidos, llevó a algunos a plantear la hipótesis de que la vida pudo haber tenido un comienzo extraterrestre.

Aun otra hipótesis propone que el material orgánico necesario para la vida procedió del metano y el sulfuro de hidrógeno que arrojaban las chimeneas hidrotermales de las profundidades marinas (fumarolas negras). ¿Es también posible que la vida se originara en aguas termales similares a las del parque nacional Yellowstone (Figura 22.22)? Algunos investigadores del origen de la vida consideran este escenario muy improbable,



**FIGURA 22.22.** El Grand Prismatic Pool, Parque Nacional Yellowstone, Wyoming. Esta piscina de agua caliente debe su color azul a diversas especies de cianobacterias tolerantes al calor (Foto de George Steinmetz/CORBIS).

## ENTENDER LA TIERRA

### Lutitas de Burgess

### RECUADRO 22.1

La posesión de partes duras intensifica en gran medida la probabilidad de conservación de los organismos en el registro fósil. No obstante, ha habido ocasiones raras en la historia geológica en las que se han preservado gran número de organismos de cuerpo blando. Las lutitas de Burgess constituyen un ejemplo bien conocido. Localizadas en las Rocosas Canadienses cerca de la ciudad de Field al sudeste de la Columbia británica, el sitio fue descubierto en 1909 por Charles D. Walcott de la Smithsonian Institution.

Las Lutitas de Burgess son un yacimiento de excepcional conservación fósil con diversidad animal sin igual (Figura 22.A). Los animales de las Lutitas de Burgess vivieron poco después de la explosión del Cámbrico, una época en la que había habido una enorme expansión de biodiversidad marina. Sus fósiles exquisitamente conservados representan nuestra instantánea más completa y autorizada de la vida en el Cámbrico, mucho mejor que los depósitos que contienen solo fósiles de organismos con partes duras. Hasta la fecha, se han encontrado más de 100.000 fósiles únicos.

Los animales preservados en las Lutitas de Burgess habitaban un mar somero y cálido adyacente a un gran arrecife que formaba parte del borde continental de Norteamérica. Durante el Cámbrico, el continente norteamericano estaba en los trópicos a horcajadas del ecuador. La vida estaba restringida al océano y la tierra firme estaba yerma y deshabitada.

¿Cuáles fueron las circunstancias que llevaron a la conservación de las muchas



**FIGURA 22.A.** Dos ejemplos de fósiles de las Lutitas de Burgess. *Thumatilon alcotti* (izquierda) era un animal foliado relativamente grande (de hasta 20 cm de longitud). (Foto de Simon Conway Morris, Universidad de Cambridge. *Aysheaia pedunculata* (derecha) era un pariente antiguo de los modernos gusanos aterciopelados y podían estar pegados a las esponjas blandas con diminutos garfios de sus patas (Foto reproducida con permiso del Royal Ontario Museum ROM. Crédito de la foto: D.H. Collins).

formas de vida encontradas en las Lutitas de Burgess? Los animales vivían en sedimentos marinos fangosos que se habían acumulado en la porción elevada de un arrecife. Periódicamente el fango se volvía inestable y caía rápidamente pendiente abajo del arrecife en forma de corrientes de turbidez. Estos flujos transportaban los animales en nubes turbulentas del sedimento hasta la base del arrecife donde eran enterrados. En este ambiente con falta de oxígeno, las carcasas enterradas eran protegidas de las bacterias descomponedoras y carroñeras. Este proceso se produjo repetidamente a lo

largo de varios millones de años, acumulando una gruesa secuencia de capas sedimentarias ricas en fósiles. Entretanto, hace unos 175 millones de años, las fuerzas orogénicas elevaron esos estratos desde el fondo oceánico y los desplazaron muchos kilómetros hacia el este a lo largo de enormes fallas hasta su ubicación actual en la Rocosas Canadienses.

Las Lutitas de Burgess constituyen uno de los descubrimientos fósiles más importantes del siglo xx. Sus capas conservan una instantánea fascinante de la vida animal primitiva de hace 500 millones de años.

ya que las abrasadoras temperaturas habrían destruido cualquier tipo primitivo de moléculas autorreplicantes. Su suposición es que la vida habría aparecido primero a lo largo de playas antiguas protegidas, donde las olas y las mareas reunieron diversos materiales orgánicos formados en los océanos del Precámbrico.

Al margen de dónde o cómo se originó la vida, está claro que el viaje desde «entonces» hasta «ahora» implicó cambios (Figura 22.23). Los primeros organismos conocidos eran bacterias unicelulares denominadas **procariontas**, lo que significa que su material genético (ADN) *no está separado* del resto de la célula por un núcleo. Dado que el oxígeno estaba ausente de la atmósfera y los océanos primitivos de la Tierra, los primeros organismos empleaban metabolismo anaerobio (sin oxígeno)

para extraer energía del «alimento». Su fuente de alimento estaba constituida probablemente por moléculas orgánicas de su alrededor, pero el suministro era muy limitado. Más tarde, las bacterias evolucionaron a utilizar energía solar para sintetizar compuestos orgánicos (azúcares). Este acontecimiento fue un momento crucial en la evolución: por primera vez los organismos tenían la capacidad de producir alimentos para sí mismos así como para otras formas de vida.

Recordemos que la fotosíntesis realizada por las cianobacterias antiguas, un tipo de procarionta, contribuyó a la elevación gradual de la concentración de oxígeno, primero en el océano y más tarde en la atmósfera. Por tanto, estos organismos primitivos transformaron drásticamente nuestro planeta. Entre las evidencias fósiles

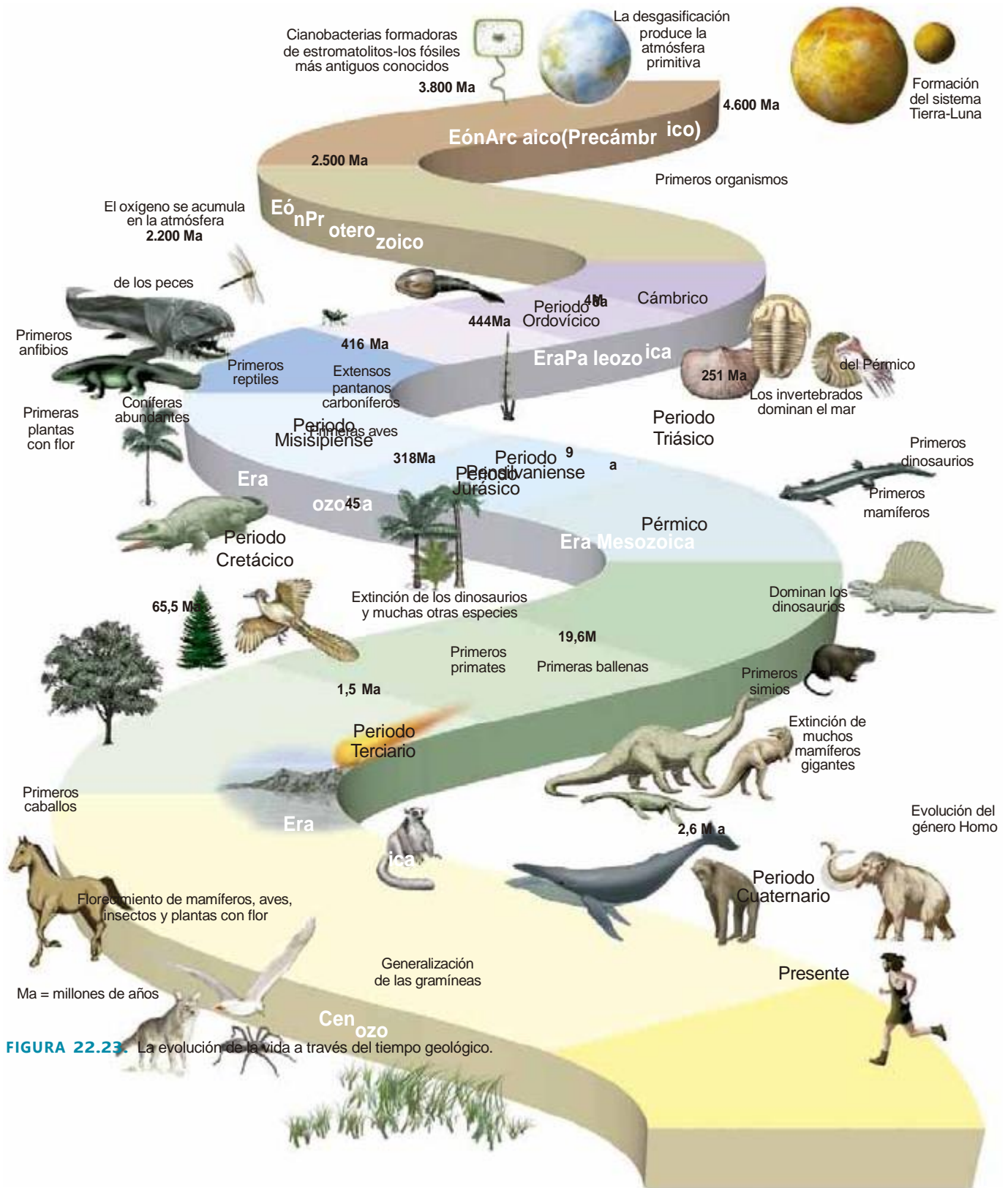


FIGURA 22.23. La evolución de la vida a través del tiempo geológico.



A.



B.

**FIGURA 22.24.** Los estromatolitos se cuentan entre los fósiles precámbricos más comunes. **A.** Estromatolitos fósiles del Precámbrico compuestos por carbonato cálcico depositado por algas. (Foto de Sinclair Stammers/Photo Researchers, Inc.). **B.** Estromatolitos modernos creciendo en mares someros, oeste de Australia (Foto de Bill Bachman/ Photo Researchers, Inc.).

que sustentan la existencia de estas bacterias microscópicas se cuentan los montones de carbonato cálcico con una clara distribución en capas, denominados **estromatolitos** (Figura 22.24A). Los estromatolitos son como alfombrillas de caliza acumuladas por bacterias liberadoras de cal. Lo que se sabe sobre estos fósiles antiguos procede fundamentalmente de los estromatolitos modernos, como los encontrados en la Shark Bay, Australia (Figura 22.24B).

Los fósiles más antiguos de los organismos más avanzados, denominados **eucariotas**, tienen una antigüedad de alrededor de 2.100 millones de años. Los primeros eucariotas eran microorganismos microscópicos acuáticos. A diferencia de los procariontes, las estructuras celulares de los eucariotas contienen núcleos. Esta estructura distintiva es lo que tienen en común todos los organismos pluricelulares que habitan en nuestro planeta en la actualidad (árboles, aves, peces, reptiles y humanos).

Durante gran parte del Precámbrico, la vida consistía exclusivamente en organismos unicelulares. No fue hasta hace quizá 1.500 millones de años que evolucionaron los eucariotas pluricelulares. Las algas verdes, uno de los primeros organismos pluricelulares, contenían cloroplastos (utilizados para la fotosíntesis) y fueron los ancestros de las plantas modernas. Los primeros animales marinos primitivos no aparecieron hasta algo más tarde, quizá hace 600 millones de años (Figura 22.25).

La evidencia fósil sugiere que la evolución orgánica progresó a un ritmo penosamente lento hasta el final del Precámbrico. En ese momento, los continentes terrestres estaban desnudos y los océanos estaban poblados

fundamentalmente por organismos demasiado pequeños para ser vistos a simple vista. No obstante, estaba dispuesto el escenario para la evolución de plantas y animales más grandes y más complejos.



**FIGURA 22.25.** Fósil ediacarano. Los ediacaranos son un grupo de animales marinos que pueden haber existido hace unos 300 millones de años. Estos organismos de cuerpo blando llegaban a medir 1 metro de longitud y son los fósiles animales más antiguos descubiertos hasta ahora (Foto por cortesía del South Australian Museum).

## LA ERA PALEOZOICA: LA EXPLOSIÓN DE LA VIDA

El periodo Cámbrico marca el comienzo de la era Paleozoica, una época que vio la aparición de una variedad espectacular de nuevas formas de vida. Hicieron su aparición todos los principales grupos de invertebrados (animales que carecen de espina dorsal), entre ellos las medusas, las esponjas, los gusanos, los moluscos (caracoles y almejas) y los artrópodos (insectos, crustáceos). Suele hacerse referencia a esta enorme expansión en la biodiversidad como la *explosión del Cámbrico* (Recuadro 22.1, pág. 727).

Pero, ¿ocurrió realmente la explosión del Cámbrico? Investigaciones recientes sugieren que estas formas de vida pudieron haberse diversificado gradualmente en las últimas etapas del Precámbrico, pero que no se conservaron en el registro fósil. Si consideramos que el periodo Cámbrico marcó la primera vez que los organismos desarrollaron partes duras, ¿es posible que el acontecimiento del Cámbrico fuera simplemente una explosión de formas animales que crecieron en tamaño y se volvieron lo suficientemente «duros» como para fosilizar?

Es posible que los paleontólogos nunca puedan responder definitivamente a esta pregunta. Saben, sin embargo, que las partes duras tenían claramente muchos

propósitos útiles y que contribuyeron a la adaptación a estilos de vida. Las esponjas, por ejemplo, desarrollaron una red de finas espículas de sílice entretejidas que les permitió crecer en tamaño y estar más erguidas, y por tanto ser capaces de extenderse por el suelo oceánico en busca de alimento. Las almejas y los caracoles segregaban caparazones externos de carbonato cálcico que les proporcionaban protección y permitían que sus organismos funcionaran en un ambiente más controlado. Los trilobites, que tanto éxito tuvieron, desarrollaron un exoesqueleto flexible de una proteína denominada quitina (similar a una uña humana), que les permitió ser móviles y buscar alimento horadando sedimentos blandos (véase Figura 22.18, pág. 722).

### Primeras formas de vida del Paleozoico

El periodo Cámbrico fue la edad de oro de los *trilobites*. Florecieron más de 600 géneros de estos carroñeros excavadores de barro en todo el mundo. El Ordovícico marcó la aparición de abundantes cefalópodos, moluscos móviles muy desarrollados que se convirtieron en los principales depredadores de su tiempo (Figura 22.26). Los descendientes de estos cefalópodos son los calamares, los pulpos y los nautilus que habitan



**FIGURA 22.26.** Durante el periodo Ordovícico (hace 488-444 millones de años), las aguas someras de un mar interior sobre el centro de Norteamérica contenían una abundancia de invertebrados marinos. En esta reconstrucción se muestran cefalópodos de concha recta, trilobites, braquiópodos, caracoles y corales ( The Field Museum, Neg. GEO80820c, Chicago).



nuestros océanos modernos. Los cefalópodos fueron los primeros organismos verdaderamente grandes sobre la Tierra, entre ellos una especie que alcanza una longitud de casi 10 m.

La diversificación inicial de los animales fue impulsada, en parte, por la aparición de estilos de vida depredadores. Los cefalópodos móviles, más grandes, hacían presa sobre los trilobites, normalmente más pequeños que la mano de un niño. La evolución del movimiento eficiente estuvo asociada a menudo con el desarrollo de mayores capacidades sensitivas y sistemas nerviosos más complejos. Estos primeros animales desarrollaron dispositivos sensoriales para detectar la luz, el olor y el tacto.

Hace aproximadamente 400 millones de años, las algas verdes que se habían adaptado a sobrevivir al borde del agua dieron lugar a las primeras plantas pluricelulares terrestres. La principal dificultad para sostener la vida vegetal sobre la tierra era tener agua y permanecer erguido pese a la gravedad y los vientos. Las primeras plantas vegetales eran espigas verticales carentes de hojas de un tamaño aproximado al dedo índice humano (Figura 22.27). El registro fósil indica que, al final del Devónico, 40 millones de años más tarde, había bosques con miles de árboles de metros de altura, evidencia clara de que los procesos evolutivos iban a toda velocidad.

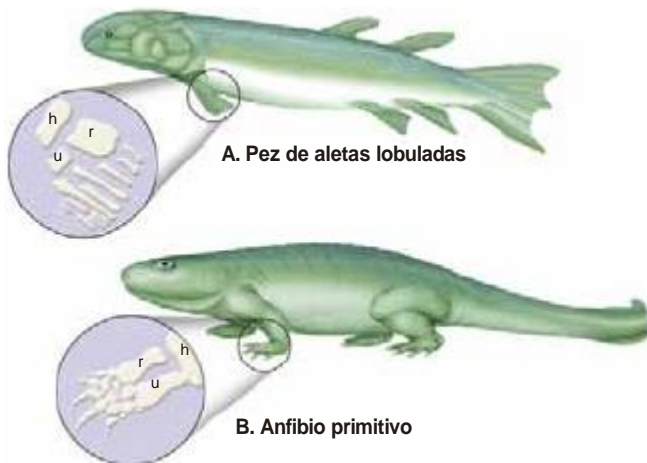
En el océano, los peces perfeccionaron un esqueleto interno como una forma nueva de soporte, y fueron las primeras criaturas que tuvieron mandíbulas. Los peces acorazados que evolucionaron durante el Ordovícico continuaron adaptándose. Sus corazas fueron adelgazándose hasta convertirse en escamas ligeras que aumentaron su velocidad y movilidad. Otros peces evolucionaron durante el Devónico, entre ellos los tiburones primitivos con esqueletos de cartílago y los peces óseos, los grupos en los cuales están clasificados los peces actuales. Los peces, los primeros vertebrados grandes, demostraron ser nadadores más rápidos que los invertebrados y poseían sentidos más agudos y cerebros más grandes. Se convirtieron en los depredadores dominantes del mar, motivo por el que suele hacerse referencia al periodo Devónico como la «Edad de los peces».

## Los vertebrados se desplazan a tierra

Durante el Devónico, un grupo de peces conocidos como el *pez de aletas lobuladas* empezó a adaptarse a los ambientes terrestres (Figura 22.28). Los peces de aletas lobuladas tenían sacos que podían llenarse de aire para



**FIGURA 22.27.** Plantas terrestres del Paleozoico. El Silúrico vio las primeras plantas que crecían erguidas (vasculares). Los fósiles vegetales se hicieron cada vez más frecuentes a partir del Devónico.



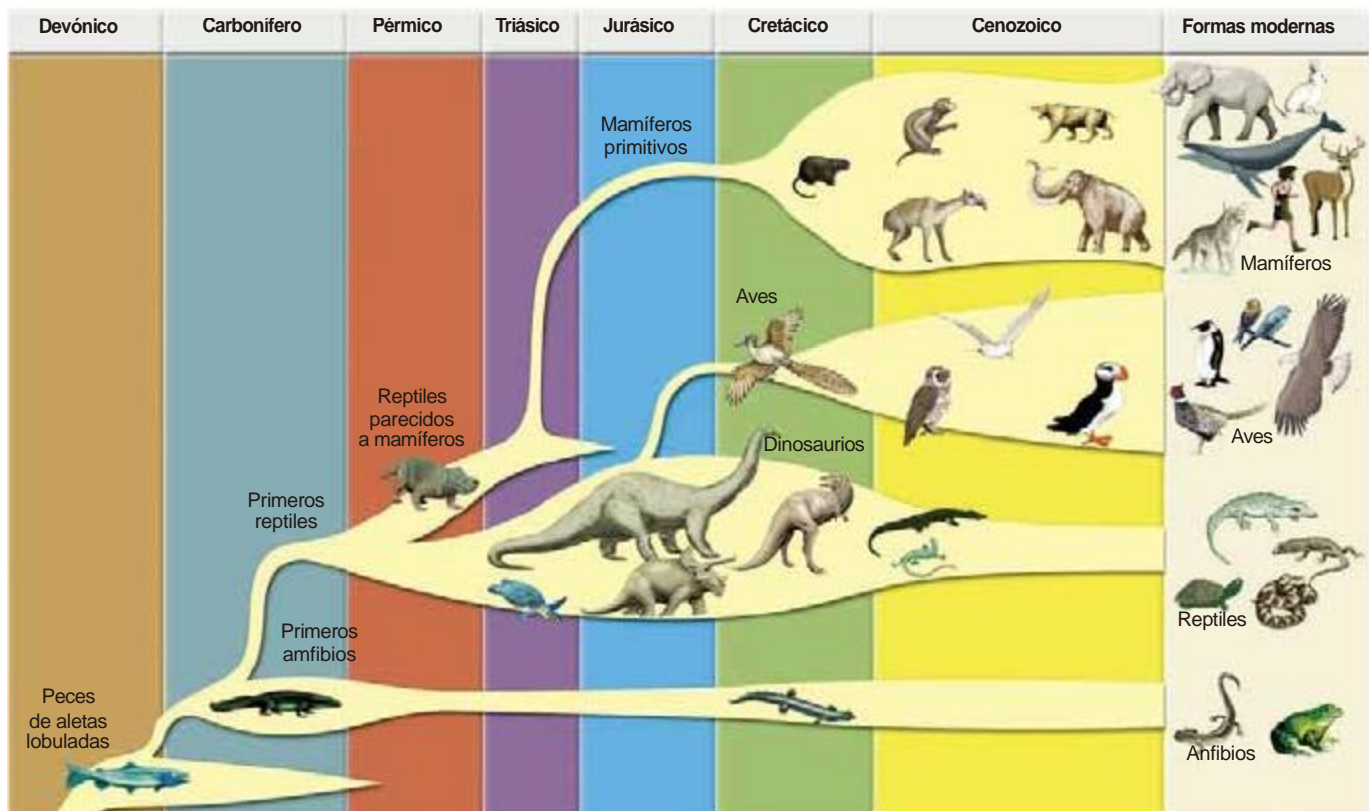
**FIGURA 22.28.** Comparación de las características anatómicas del pez de aletas lobuladas y los primeros anfibios. **A.** Las aletas en el pez de aletas lobuladas contenían los mismos elementos básicos (*h*, húmero o brazo; *r*, radio; y *u*, cúbito, o antebrazo) que en los anfibios. **B.** Este anfibio se muestra con los cinco dedos estándar, pero los anfibios primitivos tenían hasta ocho dedos. Finalmente los anfibios evolucionaron hasta tener un recuento de dedos estándar, de cinco.

complementar su «respiración» a través de las agallas. El primer pez de aletas lobuladas probablemente ocupó llanuras mareales o pequeños estanques de agua dulce cerca del océano. Alguno empezaría a utilizar

sus aletas para desplazarse de un estanque a otro en busca de alimento o para abandonar un estanque que se estuviera deteriorando. Esto favoreció la evolución de un grupo de animales capaces de permanecer fuera del agua durante más tiempo y desplazarse sobre tierra con más eficiencia. Al final del Devónico, el pez de aletas lobuladas había evolucionado a los anfibios que respiraban aire y tenían patas fuertes aunque mantenían una cabeza y una cola parecidas a las de un pez (Figura 22.29).

Los anfibios modernos, como las ranas, los sapos y las salamandras, son pequeños y ocupan nichos biológicos limitados. Sin embargo, las condiciones reinantes durante el Paleozoico tardío eran ideales para estos recién llegados a tierra firme. Se extendieron por toda Norteamérica, Europa y Siberia grandes pantanos tropicales atestados de grandes insectos y milpiés (Figura 22.30). Prácticamente sin riesgos de depredadores, los anfibios se diversificaron rápidamente. Algunos incluso adoptaron estilos de vida y formas similares a los reptiles modernos como los cocodrilos.

Pese a su éxito, los anfibios no se adaptaron por completo a la vida fuera del agua. De hecho, anfibios significa «doble vida», porque estos animales necesitan a la vez el agua, de donde vienen, y la tierra, a la cual se mudaron. Los anfibios nacen en el agua, como ejemplifican los renacuajos, completos con agallas y colas.



**FIGURA 22.29.** Relación de los diversos vertebrados y su evolución a partir de un ancestro parecido a un pez.



**FIGURA 22.30.** Restauración de un pantano carbonífero del Pensilvaniense (hace de 318 millones a 299 millones de años). Se muestran árboles a escala (izquierda), helechos con semillas (izquierda, abajo) y equisetos (cola de caballo) (derecha). Nótese también la gran libélula ( The Field Museum, Neg. GEO85637c, Chicago, Fotógrafo John Weinstein).

Estas características desaparecen durante el proceso de maduración que da lugar a adultos con patas y que respiran aire.

## La gran extinción del Pérmico

Al final del periodo Pérmico, una extinción en masa destruyó el 70 por ciento de todas las especies de vertebrados terrestres, y quizás el 90 por ciento de todos los organismos marinos. La extinción de finales del Pérmico fue la más significativa de las, al menos, cinco extinciones en masa que se produjeron a lo largo de los últimos 500 millones de años. Cada extinción hizo estragos en la biosfera existente, aniquilando a un gran número de especies. En cada caso, sin embargo, los supervivientes entraron en nuevas comunidades biológicas que en último término fueron más diversas. Por consiguiente, las extinciones en masa en realidad dieron vigor a la vida sobre la Tierra, ya que los pocos supervivientes resistentes acabaron ocupando más nichos ambientales que los dejados por las víctimas.

Se han propuesto diversos mecanismos para explicar estas extinciones en masa antiguas. Al principio, los paleontólogos creían que eran acontecimientos graduales causados por una combinación de cambio climático y fuerzas biológicas, como la depredación y la competencia. En la década de 1980, un equipo de investigación propuso que la extinción en masa de hace 65 millones de años fue causada por el impacto explosivo de un gran asteroide. Este acontecimiento, que provocó

la extinción súbita de los dinosaurios, se describe en el Recuadro 22.2.

¿Fue causada la extinción del Pérmico por un impacto gigante? Durante muchos años, los investigadores consideraron que esta era una explicación posible. Sin embargo se han encontrado muy pocas pruebas que la sustenten.

Otro posible mecanismo para explicar la extinción del Pérmico fueron las voluminosas erupciones de lavas basálticas que empezaron hace unos 250 millones de años y cubrieron millares de kilómetros cuadrados de los continentes. (Este periodo de vulcanismo produjo los Traps siberianos localizados en el norte de Rusia.) La liberación de dióxido de carbono habría intensificado ciertamente el calentamiento invernadero y las emisiones de dióxido de azufre probablemente dieron lugar a cantidades copiosas de lluvia ácida.

Un grupo de investigadores ha llevado aún más lejos la hipótesis del calentamiento global. Coinciden en que se produjo el rápido calentamiento como consecuencia del efecto invernadero, pero creen que por sí solo no habría destruido la mayoría de las plantas, porque son tolerantes al calor y consumen  $\text{CO}_2$  en la fotosíntesis. Sostienen, en cambio, que el problema empezó en el océano más que en tierra firme.

La mayoría de los organismos, entre ellos los seres humanos, utilizan oxígeno para metabolizar el alimento. Sin embargo, algunas formas de bacterias emplean metabolismo *anaerobio* (sin oxígeno). En condiciones normales, el oxígeno de la atmósfera se disuelve

## PERFIL PROFESIONAL

Neil Shubin. Paleontólogo

El proceso de *descubrir* depende de personas con mentes incansablemente inquisitivas. Neil Shubin es una de ellas. Uno de los focos del trabajo de Shubin se dirige a intentar «descubrir una de las etapas clave en el paso de peces a animales terrestres». Además, entiende que dichos descubrimientos «ofrecen pistas sobre la estructura fundamental de nuestros organismos».

Reconociendo que más del «99 por ciento de todas las especies que han vivido están ahora extinguidas y que *solo* se conservan como fósiles una fracción muy pequeña, y que una fracción aun menor se ha encontrado», Shubin ha seguido un camino calculado, aunque abrumador. Este camino llevó a Shubin y a un equipo de investigación a la Isla Ellesmer, en el ártico canadiense, donde sus esfuerzos produjeron un descubrimiento significativo, pero solo después de varios intentos caros y agotadores. Shubin y su equipo sabían que sus esfuerzos se dirigían a un foco: rocas de una edad específica (375 millones de años de antigüedad); rocas que probablemente contendrían fósiles; y rocas que estuvieran expuestas en la superficie. Entre los retos a los que se enfrentó el equipo se cuentan la extrema meteorología ártica, las amenazas de la vida salvaje, las restricciones espaciales y temporales, y el conocimiento de que necesitaban seleccionar una zona muy pequeña dentro de una extensión de 1.500 km de ancho de la tundra canadiense. A lo largo de un periodo de seis años, y cuatro expediciones, el equipo de Shubin se vio profundamente comprometido en la búsqueda de un fósil que rellenara un hueco evolutivo importante. Su duro trabajo tuvo resultados.

El fósil que descubrieron, denominado *Ti taali* (que significa «gran pez de agua dulce»), exhibe características por un lado de pez acuático y por otro de animal terrestre.

**Uno de los focos del trabajo de Shubin se dirige a intentar «descubrir una de las etapas clave en el paso de peces a animales terrestres»**



Neil Shubin de pie con un molde de *Tiktaalik* en el Field Museum de Chicago, Illinois. Neil y Ted Daeschler concibieron juntos este proyecto en y han estado trabajando en el ártico con Farish A. en ins, r. desde entonces (Foto de John Weinstein, The Field Museum).

Sus escamas y aletas llevan a identificarlo como un pez, mientras que su cabeza plana con ojos en la zona superior llevó a otros a considerarlo relacionado con un cocodrilo o lagarto. La cabeza de *Ti taali* se movía libremente desde sus hombros, en contraste con los peces, en los cuales los huesos unen el cráneo al hombro. (Un simple movimiento afirmativo de la cabeza o un giro demuestran el concepto de que la cabeza se mueve con independencia del resto del cuerpo.) La investigación de Shubin demostró también vínculos de *Ti taali* con los anfibios, reptiles, aves y mamíferos (entre ellos los seres humanos). Rasgos esqueléticos como las muñecas, las costillas y las orejas pueden rastrearse hasta la transición evolutiva observada en *Ti taali*.

Como los profesionales de muchos ámbitos atestiguarán, la experiencia suele asociarse con la capacidad para tener muchos cargos a la vez. Esto es efectivamente cierto para Neil Shubin. En la Universidad de Chicago ostenta una cátedra y es decano asociado en el Departamento de Biología y Anatomía de Organismos. Es también Preboste del Field Museum de Chicago. Una asignación inesperada «mientras dirigía el curso de anatomía humana» de la facultad de medicina de la UC, junto con su investigación sobre *Ti taali* llevó a Shubin a «explorar una conexión profunda» entre fósiles, genes, embriones y anatomía humana. Con

los cargos de paleontólogo, investigador, catedrático y autor, Shubin mezcló estos temas aparentemente no relacionados en una monografía, *our nner ish*. Este libro, *best-seller* nacional, proporciona a los lectores una explicación notable y cautivadora del cuerpo humano en relación con los fósiles, genes y embriones. Una buena dosis de humor aumenta el atractivo del libro para una audiencia diversa.

**«El por ciento de todas las especies que han vivido están ahora extinguidas y... solo se conservan como fósiles una fracción muy peque a»**

En el epílogo de *our nner ish*, Shubin explica que el estudio de *Ti taali* sigue en curso y que el trabajo de campo continúa en un esfuerzo por obtener más fósiles. Igual que ocurre en muchos empeños científicos, a Shubin no le cuesta reconocer que hay más preguntas que respuestas. Los avances en la ciencia descansan en mentes incansablemente inquisitivas como las de Neil Shubin y su equipo de investigación.

fácilmente en el agua del mar y es luego distribuido de manera uniforme por todas las profundidades por las corrientes marinas profundas. Este agua «rica en oxígeno» relegaría las bacterias anaerobias que «odian el oxígeno» a ambientes anóxicos (sin oxígeno) que se encuentran en los sedimentos de aguas profundas.

Un *periodo* intenso de calentamiento de efecto invernadero causado por un episodio extremo de vulcanismo habría calentado la superficie del océano, reduciendo así de manera significativa la cantidad de oxígeno absorbida por el agua del mar (Figura 22.31). Esta condición es favorable a las bacterias anaerobias marinas profundas, que generan sulfuro de hidrógeno tóxico como gas de desecho. A medida que estos organismos proliferaban, habría ido aumentando de manera uniforme el sulfuro de hidrógeno disuelto en el agua del mar. Por fin, la concentración del sulfuro de hidrógeno habría alcanzado un umbral crítico y se habrían liberado grandes burbujas tóxicas a la atmósfera (Figura 22.31). En la Tierra, el sulfuro de hidrógeno es letal para las plantas y los animales, pero es más destructivo para la vida marina que respira oxígeno.

¿Hasta qué punto es plausible este escenario? Recordemos que estas ideas representan una *hipótesis*, una explicación provisional relativa a un conjunto particular de observaciones. Continúa todavía la investigación sobre esta hipótesis y otras que se relacionan con la extinción del Pérmico.

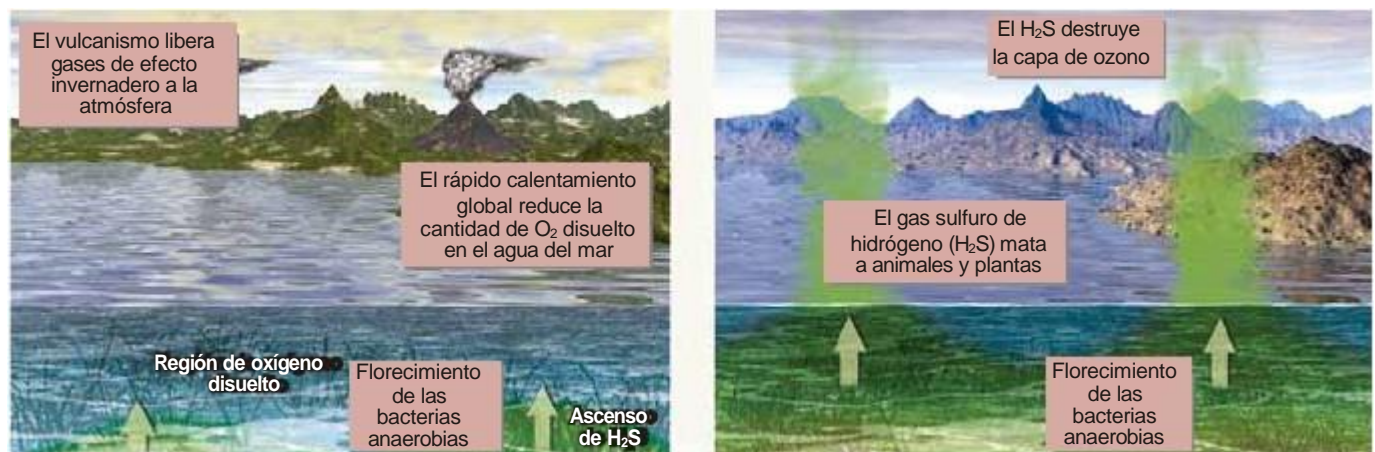
## ERA MESOZOICA: LA EDAD DE LOS DINOSAURIOS

Cuando amanecía la era Mesozoica, sus formas de vida eran los supervivientes de la gran extinción del

Pérmico. Estos organismos se diversificaron de muchos modos para llenar los huecos biológicos creados al final del Paleozoico. Sobre tierra, las condiciones favorecían a aquellos que podían adaptarse a climas más secos. Entre las plantas, las gimnospermas correspondían a uno de esos grupos. A diferencia de las primeras plantas que invadieron la tierra, las gimnospermas con semillas no dependían del agua para la fertilización. Por consiguiente, esas plantas no se restringieron a una vida próxima al borde del agua.

Las gimnospermas se convirtieron rápidamente en los árboles dominantes en el Mesozoico y consistían en las cicadáceas, que se parecían a una gran Ananás (piña); los ginkgoes, que tenían hojas en forma de abanico, muy parecidas a sus parientes modernos; y las plantas más grandes, las coníferas, entre cuyos descendientes modernos se cuentan los pinos, los abetos y los enebros. La aparición fósil mejor conocida de estos árboles antiguos se encuentra en el parque nacional Petrified Forest del norte de Arizona. Aquí, enormes troncos petrificados yacen expuestos en la superficie, habiendo sido meteorizados de las rocas de la formación Chinle del Triásico (Figura 22.32).

Entre los animales, los reptiles se adaptaron fácilmente al ambiente Mesozoico más seco, relegando así a los anfibios a las tierras húmedas donde la mayoría de ellos permanecen hoy. Los reptiles fueron los primeros verdaderos animales terrestres con pulmones mejorados para estilos de vida activos y pieles «impermeables» que ayudaban a evitar la pérdida de los líquidos corporales. Aún más importante, los reptiles desarrollaron huevos cubiertos por capas que ponían sobre la tierra. La eliminación de una etapa acuática (como la etapa de renacuajo de las ranas) fue un avance evolutivo importante.



**FIGURA 22.31.** Modelo para explicar la «gran extinción del Pérmico». La extensa actividad volcánica liberó gases de efecto invernadero que provocaron un calentamiento global extremo. Esta situación redujo la cantidad de oxígeno disuelto en el agua del mar, lo que a su vez favoreció las bacterias anaerobias «que odian el oxígeno», que generaron sulfuro de hidrógeno tóxico como gas de desecho. Por fin, la concentración de sulfuro de hidrógeno alcanzó un umbral crítico y explotaron grandes burbujas de este tóxico en la atmósfera, haciendo estragos en los organismos terrestres, aunque la más perjudicada fue la vida marina que respiraba oxígeno.

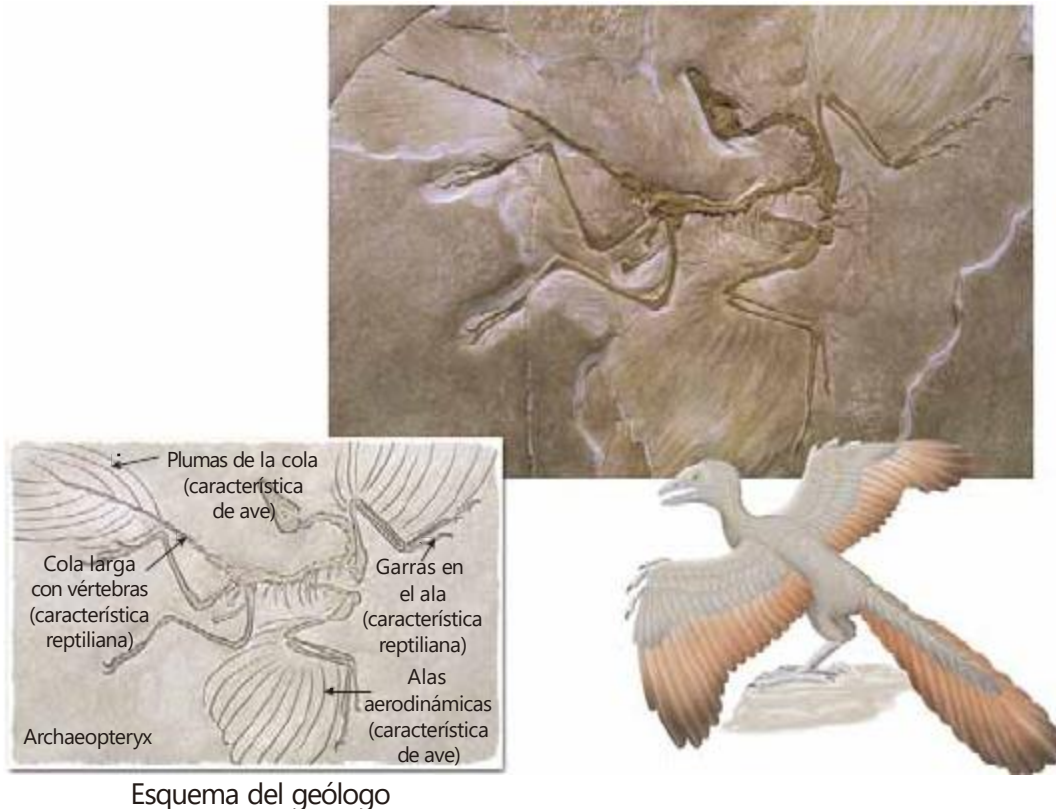


**FIGURA 22.32.** Tronco petrificado del Triásico en el parque nacional Petrified Forest de Arizona (Foto de Michael Collier).

Es interesante el hecho de que el líquido acuoso que hay en el interior del huevo reptiliano se parece mucho al agua del mar en cuanto a composición química. Dado que el embrión del reptil se desarrolla en este ambiente acuoso, se ha caracterizado el huevo con cáscara como un «acuario privado» en el cual los embriones de estos vertebrados terrestres pasan su etapa de vida acuática. Con este «huevo robusto», se rompieron los vínculos que quedaban con los océanos, y los reptiles se mudaron a tierra.

Los primeros reptiles eran pequeños, pero rápidamente evolucionaron a formas más grandes, en particular los dinosaurios. Uno de los más grandes fue el *Apatosaurus*, que pesaba más de 30 toneladas y medía más de 25 m de la cabeza a la cola. Algunos de los dinosaurios más grandes eran carnívoros (*Tyrannosaurus*) mientras que otros eran herbívoros (como el voluminoso *Apatosaurus*).

Los reptiles hicieron quizá las radiaciones adaptativas más espectaculares en toda la historia de nuestro planeta. Un grupo, los Pterosauros, se volvieron voladores. Estos «dragones del cielo» poseían enormes alas membranosas que les permitían un vuelo rudimentario. Sigue sin saberse cómo podían levantar el vuelo los Pterosauros más grandes (algunos con alas



**FIGURA 22.33.** Los paleontólogos creen que reptiles voladores similares al *Archaeopteryx* fueron los ancestros de las aves modernas. La evidencia fósil indica que *Archaeopteryx* era capaz de un vuelo potente, pero que conservaba muchas características de los reptiles no voladores. Abajo a la derecha se muestra una reconstrucción de artista de *Archaeopteryx*, quizá las primeras aves (Foto de Michael Collier).

cuya envergadura era de 8 m y que pesaban 91 kg). Otro grupo, ejemplificado por el fósil *Archaeopteryx*, llevaron hasta voladores-aves que tuvieron más éxito (Figura 22.34). Estos reptiles se convirtieron en nadadores excelentes, pero retuvieron sus dientes reptilianos y respiraban por medio de pulmones.

Durante casi 160 millones de años, los dinosaurios fueron los reyes supremos. Sin embargo, hacia el final del Mesozoico, como muchos reptiles, se extinguieron. Grupos selectos de reptiles sobrevivieron hasta los tiempos modernos, entre ellos las tortugas, las serpientes, los cocodrilos y los lagartos. Los enormes dinosaurios terrestres, los plesiosauros marinos y los pterosaurios voladores se conocen *solo* a través del registro fósil. ¿Que provocó esta gran extinción? (Véase Recuadro 22.2).

## LA ERA CENOZOICA: LA EDAD DE LOS MAMÍFEROS

Durante el Cenozoico, los mamíferos sustituyeron a los reptiles como los animales terrestres dominantes. Casi al mismo tiempo, las angiospermas (plantas con flores y semillas recubiertas) sustituyeron a las gimnospermas como las plantas dominantes. El Cenozoico se califica a menudo como la «edad de los mamíferos», pero también puede considerarse la «edad de las plantas con flores» porque, en el mundo vegetal, las angiospermas disfrutaron de un estatus similar a los mamíferos en el mundo animal.

El desarrollo de las plantas con flores influyó fuertemente en la evolución de aves y mamíferos que se alimentan de semillas y frutos. Durante la mitad del Cenozoico, se desarrolló rápidamente y se expandió por las llanuras otro tipo de angiospermas, las gramíneas (Figura 22.35). Esto fomentó la aparición de los mamíferos herbívoros (que comen vegetales), lo que a su vez proporcionó la base evolutiva para los grandes mamíferos depredadores.



**FIGURA 22.34.** Los reptiles marinos como este *chthysaur* fueron lo más espectacular de los animales marinos (Foto de Chip Clark).



A.



B.

**FIGURA 22.35.** Las angiospermas, normalmente conocidas como plantas con flor, son plantas con semillas que tienen estructuras reproductoras, denominadas flores, y frutos. **A.** Las más diversas y generalizadas de las plantas modernas, muchas angiospermas exhiben flores fácilmente reconocibles. **B.** Algunas angiospermas, entre ellas las gramíneas, tienen flores muy diminutas. La expansión de las praderas durante el Cenozoico ha aumentado en gran medida la diversidad de los mamíferos ramoneadores y de los depredadores que se alimentan de ellos.

Durante el Cenozoico, el océano estaba repleto de los peces actuales, como el bonito, el pez espada y la barracuda. Además, volvieron al mar algunos mamíferos, como las focas, las ballenas y las morsas.

## De los reptiles a los mamíferos

Los primeros mamíferos coexistieron con los dinosaurios durante casi 100 millones de años, pero eran

# ENTENDER LA TIERRA

## La desaparición de los dinosaurios

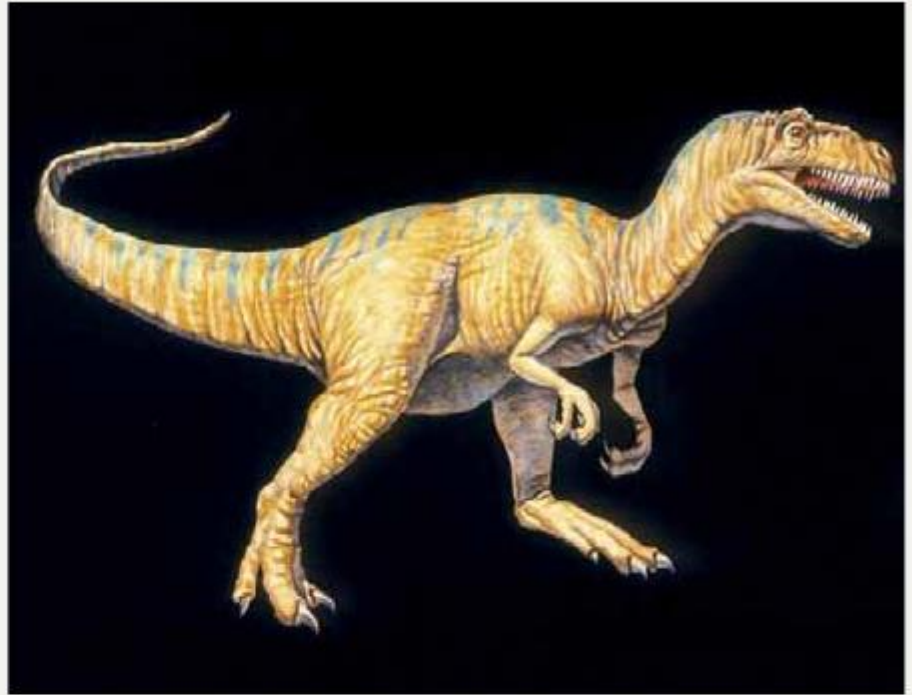
**RECUADRO 22.2**

Los límites entre divisiones en la escala de tiempo geológico representan épocas de cambio biológico o geológico, o ambos, significativo. De especial interés es el límite entre el Mesozoico («vida media») y el Cenozoico («vida reciente»), hace unos 65,5 millones de años. Durante esta transición alrededor de las tres cuartas partes de todas las especies vegetales y animales murieron en una *extinción en masa*. Este límite marca el final de la era en la cual los dinosaurios y otros reptiles dominaban el paisaje y el comienzo de la era en la que los mamíferos asumieron ese papel (Figura 22.B). Dado que el último periodo del Mesozoico es el Cretácico (abreviado K para evitar confusión con otros periodos «C») y que el primer periodo del Cenozoico es el Terciario (abreviado T), la época de esta extinción en masa se denomina el *límite cretácico -terciario* o *T*.

La extinción de los dinosaurios se atribuye en general a su incapacidad colectiva para adaptarse a cambios radicales en las condiciones ambientales. ¿Qué acontecimiento podría haber desencadenado la rápida extinción de uno de los grupos de animales terrestres más exitosos?

La hipótesis más fuertemente sostenida propone que hace unos 65 millones de años, nuestro planeta fue golpeado por un gran meteorito carbonáceo, una reliquia de la formación del Sistema Solar. La masa errante de roca tenía un diámetro aproximado de 10 km y viajaba a unos 90.000 km por hora en el momento del impacto. Colisionó con la porción meridional de Norteamérica en un mar tropical somero, la península de Yucatán de lo que ahora es México (Figura 22.C). La energía liberada por el impacto se estima que fue equivalente a 100 millones de megatonnes (*mega* = millón) de explosivos.

Después del impacto, el polvo suspendido redujo en gran medida la luz solar que alcanzaba la superficie terrestre, lo que provocó un enfriamiento global («invierno de impacto») e inhibió la fotosíntesis, alterando la producción de alimentos. Mucho después de que se sedimentara el polvo, permaneció la adición de dióxido de carbono, vapor de agua y óxidos de azufre a la atmósfera como consecuencia de la detonación. Los aerosoles de sulfato, debido a su gran reflectividad


**A.**

**B.**

**FIGURA 22.B.** Los dinosaurios dominaron el paisaje del Mesozoico hasta su extinción al finalizar el periodo Cretácico. **A.** Dinosaurios como Allosaurus fueron depredadores feroces (Imagen de Joe Tucciarone/Phto Researchers, Inc.). **B.** Estas huellas de dinosaurios cerca de Cameron, Arizona, se dejaron originalmente en barro que acabó convirtiéndose en roca sedimentaria (Foto de Tom Bean/Corbis).

En la actualidad se prefiere el término *Paleógeno* para el primer periodo del Cenozoico (véase Figura 22.4). Sin embargo, cuando se hizo este descubrimiento, se usaba todavía en general *Terciario*.





**FIGURA 22.C.** Cráter de Chicxulub, un gigantesco cráter de impacto que se produjo hace 65 millones de años y se ha venido rellenando de sedimentos desde entonces. Con un diámetro de unos 180 km, algunos investigadores consideran el cráter Chicxulub como la zona del impacto que provocó la desaparición de los dinosaurios.

perpetuaron las temperaturas superficiales más frías durante algunos años más. Por fin, los aerosoles de sulfato se disiparon de la atmósfera en forma de precipitación ácida. Con los aerosoles eliminados, pero con dióxido de carbono todavía presente en grandes cantidades, un efecto invernadero intensificado habría llevado a una elevación prolongada de las temperaturas globales promedio. El resultado probable fue que algo de la vida vegetal y animal que sobrevivió al impacto inicial acabó cayendo víctima de las tensiones asociadas con el enfriamiento global, segui-

do de la precipitación ácida y el calentamiento global.

La extinción de los dinosaurios abrió hábitat para los pequeños mamíferos que sobrevivieron. Estos nuevos hábitats, junto con las fuerzas evolutivas, llevaron al desarrollo de los grandes mamíferos que ocupan nuestro mundo moderno.

¿Qué evidencias apuntan a una colisión tan catastrófica hace 65 millones de años? En primer lugar, se ha descubierto una fina capa de sedimento de casi un centímetro

de espesor en el límite KT en todo el mundo. El sedimento contiene un nivel elevado del elemento *iridio*, poco frecuente en la corteza terrestre pero encontrado en elevadas proporciones en los meteoritos rocosos. ¿Podría esta capa corresponder a los restos dispersos del meteorito responsable de los cambios ambientales que indujeron la desaparición de muchos grupos de reptiles?

Pese a las pruebas sustanciales y a un significativo respaldo científico, algunos investigadores discrepan de la hipótesis del

impacto. Sugieren en cambio que enormes erupciones volcánicas pueden haber provocado una ruptura de la cadena alimentaria. Para respaldar esta hipótesis, citan enormes efusiones de lavas en la llanura Deccan del norte de la India hace 65 millones de años.

Con independencia de lo que causara la extinción KT, sus resultados proporcionan lecciones valiosas para entender el papel que acontecimientos catastróficos desempeñan en la conformación del paisaje físico y las formas de vida de nuestro planeta.

pequeñas criaturas semejantes a roedores que recogían el alimento por las noches cuando los dinosaurios eran menos activos. Después, hace unos 65 millones de años, intervino el destino cuando un gran asteroide colisionó con la Tierra y asestó un mazazo al reino de los dinosaurios. Esta transición, durante la cual un grupo dominante fue sustituido por otro, es claramente visible en el registro fósil.

Los mamíferos son distintos de los reptiles en el sentido de que paren crías vivas que maman leche y tienen la sangre caliente. Esta última adaptación permitió a los mamíferos llevar vidas más activas y ocupar hábitats más diversos que los reptiles porque podían sobrevivir en regiones frías. (Los reptiles más modernos están inactivos durante el tiempo frío.) Otras adaptaciones de los mamíferos fueron la aparición de pelo corporal aislante y órganos más eficientes como los corazones y los pulmones.

Con la desaparición de los grandes reptiles del Mesozoico, los mamíferos del Cenozoico se diversificaron rápidamente. Las muchas formas que existen en la actualidad evolucionaron a partir de pequeños mamíferos primitivos que se caracterizaban por patas cortas; pies planos con cinco dedos y cerebros pequeños. Su desarrollo y especialización tomó cuatro direcciones: (1) aumento de tamaño, (2) aumento de capacidad cerebral, (3) especialización de los dientes para acomodarse mejor a su dieta y (4) especialización de los miembros para estar mejor equipados para un estilo de vida o

entorno particulares.

## Mamíferos marsupiales y placentarios

Dos grupos de mamíferos, los marsupiales y los placentarios, que evolucionaron y se diversificaron durante el Cenozoico. Los grupos difieren principalmente en sus modos de reproducción. Los jóvenes marsupiales nacen vivos en una etapa de desarrollo muy primitiva. Al nacimiento, el diminuto e inmaduro joven entra en la bolsa de la madre para mamar y completar su desarrollo. En la actualidad, los marsupiales se encuentran principalmente en Australia, donde experimentaron una expansión evolutiva separada en gran medida de los mamíferos placentarios. Los marsupiales modernos son los canguros, las zarigüeyas y los koalas (Figura 22.36).

Los mamíferos placentarios, por el contrario, se desarrollan dentro del cuerpo materno durante un periodo mucho más prolongado, de modo que el nacimiento se produce cuando el joven está comparativamente maduro. La mayoría de los mamíferos modernos, entre ellos los seres humanos, son placentarios.

En Sudamérica, marsupiales y placentarios primitivos coexistieron en aislamiento durante unos 40 millones de años después de la ruptura de Pangea. La evolución y especialización de ambos grupos continuó sin alterar hasta hace unos 3 millones de años cuando el istmo de Panamá conectó los dos continentes americanos. Este acontecimiento permitió el intercambio de fauna entre los dos continentes: monos, armadillos, perezosos y zarigüeyas llegaron a Norteamérica,



**FIGURA 22.36.** Después de la ruptura de Pangea, los marsupiales australianos evolucionaron de manera diferente que sus parientes americanos (Foto de Martin Harvey/Peter Arnold Inc.).

mientras que varios tipos de caballos, osos, rinocerontes, camellos y lobos migraron hacia el sur. Muchos animales que habían sido exclusivos de Sudamérica desaparecieron por completo después de este acontecimiento, entre ellos los mamíferos ungulados, los roedores del tamaño de un rinoceronte y una serie de marsupiales carnívoros. Como este periodo de extinción coincidió con la formación del istmo de Panamá, se pensó que el avance de los carnívoros desde Norteamérica fue el responsable. Sin embargo, la investigación reciente sugiere que pueden haber desempeñado un papel significativo otros factores, entre ellos los cambios climáticos.

### Grandes mamíferos y extinción

Durante la rápida diversificación de los mamíferos de la era Cenozoica, algunos grupos se hicieron muy grandes. Por ejemplo, en el Oligoceno, unos rinocerontes sin cuernos evolucionaron hasta una altura de casi 5 m. Es el mamífero terrestre más grande que se sepa que ha existido. Conforme pasaba el tiempo, muchos otros mamíferos evolucionaron a tamaños más grandes, más, de hecho de lo que existe ahora. Muchas de esas grandes formas eran comunes hace tan *solo* unos 11.000 años. Sin embargo, una ola de extinciones del Pleistoceno tardío eliminó rápidamente esos mamíferos del paisaje.

Norteamérica experimentó la extinción de los mastodontes y los mamuts, ambos parientes gigantes del elefante moderno (véase Figura 9.12B, pág. 303). Además, desaparecieron los tigres de dientes de sable, los castores gigantes, los perezosos terrestres gigantes, caballos, el visón gigante y otros (Figura 22.37). En



**FIGURA 22.37.** Los mamuts, relacionados con los elefantes modernos, se contaban entre los grandes mamíferos que se extinguieron al finalizar la Edad de Hielo (Imagen por cortesía de Jonathan Blair/Woodfom Camp).

Europa, las extinciones del Pleistoceno tardío incluyeron los rinocerontes lanudos, los grandes osos cavernarios y el alce irlandés. Los científicos siguen perplejos sobre las razones de esta reciente ola de extinciones que tuvo por objeto los animales grandes. Habiendo sobrevivido a diversos avances glaciares importantes y

periodos interglaciales, es difícil adscribir las extinciones de estos animales a un cambio climático. Algunos científicos proponen la hipótesis de que los primeros humanos precipitaron el declive de estos mamíferos mediante la caza selectiva de las formas grandes (Figura 22.38).



**FIGURA 22.38.** Pinturas rupestres de los animales que los primeros humanos se encontraron hace unos 17.000 años (Foto por cortesía de Sisse Brimberg/National Geographic Society).

## CAPÍTULO 22

## La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico

## RESUMEN

La historia de la Tierra empezó hace 13.700 millones de años cuando se crearon los primeros elementos durante el *Big Bang*. Fue a partir de este material, más otros elementos expulsados al espacio interestelar por estrellas ahora muertas, que se formó la Tierra, junto con el resto del Sistema Solar. A medida que el material se reunía, impactos a grandes velocidades de cúmulos de materia denominados *planetesimales* y la desintegración de los elementos radiactivos hicieron que la temperatura de nuestro planeta aumentara de manera uniforme. El hierro y el níquel se fundieron y se hundieron para formar un núcleo metálico, donde el material rocoso ascendió para formar el manto y la corteza inicial de la Tierra.

La atmósfera primitiva de la Tierra, que consistía fundamentalmente en vapor de agua y dióxido de carbono, se formó por un proceso denominado *desgasificación*, que recuerda a las erupciones de vapor de los volcanes modernos. Hace unos 3.500 millones de años, las bacterias fotosintetizadoras empezaron a liberar oxígeno primero a los océanos y luego a la atmósfera. Esto inició la evolución de nuestra atmósfera moderna. Los océanos se formaron pronto en la historia terrestre a medida que el vapor de agua se condensaba para formar nubes, y las lluvias torrenciales rellenaban las zonas bajas. La salinidad del agua del mar procedió de la desgasificación volcánica y de los elementos meteorizados y erosionados de la corteza primitiva de la Tierra.

El *Precámbrico*, que se divide en los eones Arcaico y Proterozoico, duró casi en el 90 por ciento de la historia de la Tierra, empezando con la formación de nuestro planeta hace unos 4.600 millones de años y finalizando hace aproximadamente 542 millones de años. Durante este tiempo, gran parte de la corteza continental estable terrestre se creó a través de un proceso de etapas múltiples. Primero, la fusión parcial del manto generó el magma que ascendió para formar arcos de islas volcánicas y llanuras oceánicas. Estos finos fragmentos de corteza colisionaron y se reunieron para formar provincias de corteza más grandes, que a su vez se reunieron en bloques más grandes denominados *cratones*. Los cratones, que constituyen el núcleo de los continentes modernos, se crearon fundamentalmente durante el Precámbrico.

Los supercontinentes son grandes masas de tierra que consisten en todos o casi todos los continentes

existentes. *Pangea* fue el supercontinente más reciente, pero le precedieron otros continentes masivos, entre ellos uno incluso más grande, denominado *Rodinia*. La escisión y reunión de nuevo de los supercontinentes ha generado la mayor parte de las cordilleras montañosas principales de la Tierra. Además, los movimientos de estos bloques de corteza, han afectado de manera profunda al clima terrestre y causaron la elevación y el descenso del nivel del mar.

El lapso temporal siguiente a la finalización del Precámbrico, denominado eón Fanerozoico abarca 542 millones de años y se divide en tres eras: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. La edad paleozoica estuvo dominada por colisiones continentales a medida que se reunía el supercontinente de *Pangea*, formando las montañas Caledonianas, Apalaches y Urales. A principios del Mesozoico, gran parte de la tierra estaba por encima del nivel del mar. Sin embargo, a mediados del Mesozoico, los mares invadieron el oeste de Norteamérica. Cuando *Pangea* empezó a romperse, la placa norteamericana que se desplazaba hacia el noroeste empezó a pasar por encima de la placa pacífica, causando la deformación de la corteza a lo largo de todo el margen occidental de Norteamérica. Debido a sus diferentes relaciones con los límites de placa, los márgenes oriental y occidental del continente experimentaron acontecimientos contrastantes. El margen oriental estable fue una zona de abundante sedimentación a medida que el ajuste isostático elevaba los modernos Apalaches, haciendo que los ríos erosionaran con renovado vigor y depositaran su sedimento a lo largo del margen continental. En el oeste, la orogenia Laramide (responsable de la formación de las Montañas Rocosas) estaba llegando a su fin, se estaba formando la Basin and Range Province y la actividad volcánica era extensa.

Los primeros organismos conocidos fueron las bacterias unicelulares, *procariotas*, que carecen de núcleo. Un grupo de esos organismos, denominados cianobacterias, utilizaban la energía solar para sintetizar compuestos orgánicos (azúcares). Por primera vez, los organismos tenían la capacidad de producir su propio alimento. La evidencia fósil para la existencia de esas bacterias abarca montículos en capas de carbonato cálcico denominados *estromatolitos*.

El principio del Paleozoico está marcado por la *aparición de las primeras formas de vida con partes duras*, como

los caparazones. Por consiguiente, aparecen abundantes fósiles y puede construirse un registro mucho más detallado de los acontecimientos del Paleozoico. La vida a principios del Paleozoico estaba restringida a los mares y consistía en diversos grupos de invertebrados, entre ellos los trilobites, los cefalópodos, las esponjas y los corales. Durante el Paleozoico, los organismos se diversificaron notablemente. Los insectos y las plantas se desplazaron a tierra firme y los peces de aletas lobuladas que se adaptaron a la tierra se convirtieron en los primeros anfibios. En el *periodo* Pensilvanense, se extendían a través de Norteamérica, Europa y Siberia grandes pantanos tropicales, que se convirtieron en los principales depósitos de carbón de la actualidad. Al final del Paleozoico, una extinción en masa destruyó el 70 por ciento de todas las especies de vertebrados terrestres y el 90 por ciento de todos los organismos marinos.

La era del Mesozoico, literalmente la era de la vida media, suele denominarse la «*edad de los reptiles*.» Los organismos que sobrevivieron a la extinción del final del Paleozoico empezaron a diversificarse de maneras espectaculares. Las *gimnospermas* (cicadáceas, coníferas y ginkgoes) se convirtieron en los árboles

dominantes del Mesozoico porque pudieron adaptarse a climas más secos. Los reptiles se convirtieron en los animales terrestres dominantes. Lo más impresionante de los reptiles del mesozoico fueron los *dinosaurios*. Al final del Mesozoico, se extinguieron muchos reptiles grandes, entre ellos los dinosaurios. El Cenozoico suele denominarse la «*edad de los mamíferos*» porque estos animales sustituyeron a los reptiles como formas de vida vertebrada terrestres dominantes. Dos grupos de mamíferos, los marsupiales y los placentarios, evolucionaron y se expandieron durante esta era. Una tendencia era que algunos grupos de mamíferos alcanzaron grandes tamaños. Sin embargo, una ola de extinciones del Pleistoceno tardío eliminó rápidamente estos animales del paisaje. Algunos científicos sugieren que los primeros seres humanos aceleraron su declive mediante la caza selectiva de los animales más grandes. El Cenozoico podría denominarse también la «*edad de las plantas con flor*.» En tanto que fuentes de alimento, las plantas con flor (angiospermas) influyeron fuertemente en la evolución de las aves y de los mamíferos herbívoros (que comen vegetales) durante toda la era cenozoica.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

ciclo supercontinental, 720  
cratones, 718  
desgasificación, 714  
estromatolitos, 729  
eucariotas, 729

formaciones de hierro bandeado,  
715  
nebulosa solar, 712  
planetesimales, 712  
procariotas, 727

protoplanetas, 712  
supercontinente, 719  
supernova, 712

## PREGUNTAS DE REPASO

1. ¿Por qué el núcleo metálico fundido de la Tierra es importante para los seres humanos que vivimos en la actualidad?
2. ¿Qué dos elementos constituían la mayor parte del universo más primitivo?
3. ¿Cómo se llama el acontecimiento catastrófico en el cual una estrella que explota produce todos los elementos más pesados que el hierro?
4. Describa brevemente la formación de los planetas a partir de la nebulosa solar.
5. ¿Qué se entiende por desgasificación y qué fenómeno moderno realiza este papel en la actualidad?
6. La desgasificación produjo la atmósfera terrestre primitiva, que era rica ¿en qué dos gases?
7. ¿Por qué es importante para la mayoría de los organismos modernos la evolución de un tipo de bacterias que empleaba la fotosíntesis para producir alimento?
8. ¿Cuál fue la fuente de agua para los primeros océanos?
9. ¿Cómo elimina el océano el dióxido de carbono de la atmósfera? ¿Qué papel desempeñan los organismos marinos diminutos, como los foraminíferos?
10. Explique por qué la historia del Precámbrico es la más difícil de descifrar en la historia geológica más reciente.
11. Describa brevemente cómo se formaron los cratones.
12. ¿Qué es el ciclo supercontinental?

13. ¿Cómo puede desencadenar cambios climáticos el movimiento de los continentes?
14. Empareje las siguientes palabras y frases con el lapso temporal más apropiado, de los siguientes: *Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico.*
- Se formó Pangea.
  - Primeros restos fósiles.
  - La era que abarca la menor cantidad de tiempo.
  - Se formaron los principales cratones terrestres.
  - «Edad de los dinosaurios.»
  - Formación de las montañas rocosas.
  - Formación de los Apalaches.
  - Los pantanos carboníferos se extendieron por Norteamérica, Europa y Siberia.
  - Se formaron los depósitos de petróleo de la costa del Golfo.
  - Formación de la mayor parte de los depósitos principales de mena de hierro del mundo.
  - Masivas dunas de arena cubrían una gran proporción de la región de la llanura del Colorado.
  - Durante este periodo se produjo la «edad de los peces».
  - Pangea empezó a romperse y a dispersarse.
  - «Edad de los mamíferos».
  - Aparecieron por primera vez en abundancia animales con partes duras.
  - Las gimnospermas eran los árboles dominantes.
  - Los estromatolitos eran abundantes.
  - Se formaron montañas en bloque de falla en la región Basin and Range.
15. Compare los márgenes oriental y occidental de Norteamérica durante la era Cenozoica en cuanto a su relación con los límites de placa.
16. ¿Qué tuvieron que superar las plantas para trasladarse a tierra firme?
17. ¿Qué grupo de animales se piensa que dejó el océano para convertirse en los primeros anfibios?
18. ¿Por qué los anfibios no se consideran «verdaderos» animales terrestres?
19. ¿Qué avance principal permitió a los reptiles ir tierra adentro?
20. ¿Qué acontecimiento se piensa que dio por finalizado el reino de los dinosaurios?

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumno, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

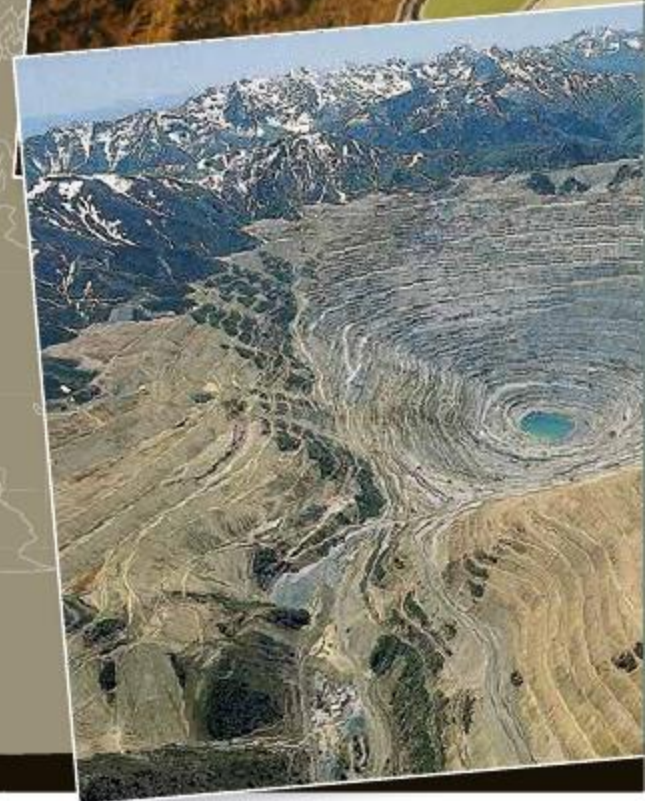
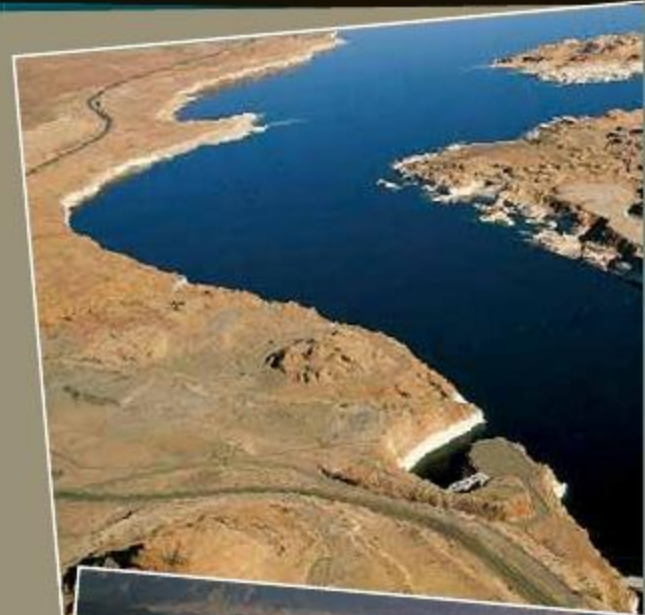
Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.





# CAPÍTULO 23

## Energía y recursos minerales





Los materiales que extraemos de la Tierra son la base de la civilización moderna (Figura 23.1). Los recursos minerales y energéticos de la corteza son la materia prima a partir de la cual se fabrican los productos utilizados por la sociedad. Como la mayoría de las personas que vive en naciones muy industrializadas, quizá no se dé cuenta de la cantidad de recursos que son necesarios para mantener su actual estilo de vida. En la Figura 23.2 se muestra el consumo anual *per capita* de varios recursos minerales metálicos y no metálicos en Estados Unidos. Se trata de la porción prorrateada para cada persona de los materiales que la industria necesita para proporcionar el enorme conjunto de casas, coches, electrodomésticos, cosméticos, envases, y así sucesivamente, que demanda la sociedad moderna. Las cifras son comparables a las de otros países muy industrializados, como Canadá, Australia y varias naciones de la Europa occidental.

El número de recursos minerales diferentes que necesitan las industrias modernas es grande. Aunque algunos países, entre ellos Estados Unidos, tienen depósitos sustanciales de muchos minerales importantes, ninguna nación es del todo autosuficiente. Esto refleja el hecho de que los yacimientos importantes están limitados en número y sean de aparición localizada. Todos los países deben depender del comercio internacional para satisfacer al menos alguna de sus necesidades.

## RECURSOS RENOVABLES Y NO RENOVABLES

Los recursos suelen dividirse en dos amplias categorías: renovables y no renovables. Los **recursos renovables** pueden volver a recuperarse en tiempos relativamente cortos, de meses, años o decenios. Ejemplos comunes son las plantas y los animales que proporcionan alimento, las fibras naturales que sirven para la fabricación de ropas o los árboles para madera y papel. La energía procedente de las aguas de escorrentía, el viento y el sol se consideran también renovables.

Por el contrario, los **recursos no renovables** siguen formándose en la Tierra, pero los procesos que los crean son tan lentos que se tarda millones de años en acumular depósitos significativos. En lo que se refiere a las necesidades del ser humano, la Tierra contiene cantidades fijas de esas sustancias. Cuando se hayan extraído mediante bombeo o explotación minera los suministros actuales de la Tierra, no habrá más. Son ejemplos de estos últimos los combustibles (carbón, petróleo, gas natural) y muchos metales importantes (hierro, cobre, uranio, oro). Algunos de estos recursos no renovables, como el aluminio, pueden utilizarse una y otra vez; otros, como el petróleo, no pueden reciclarse.

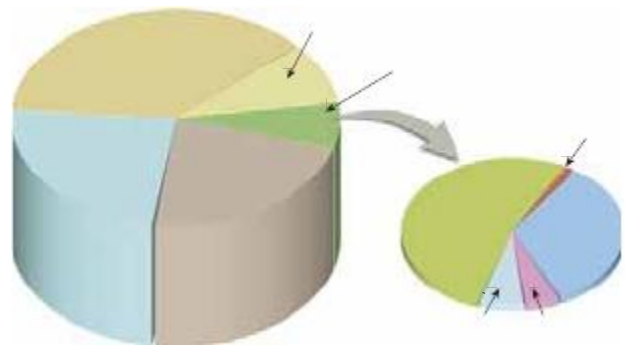
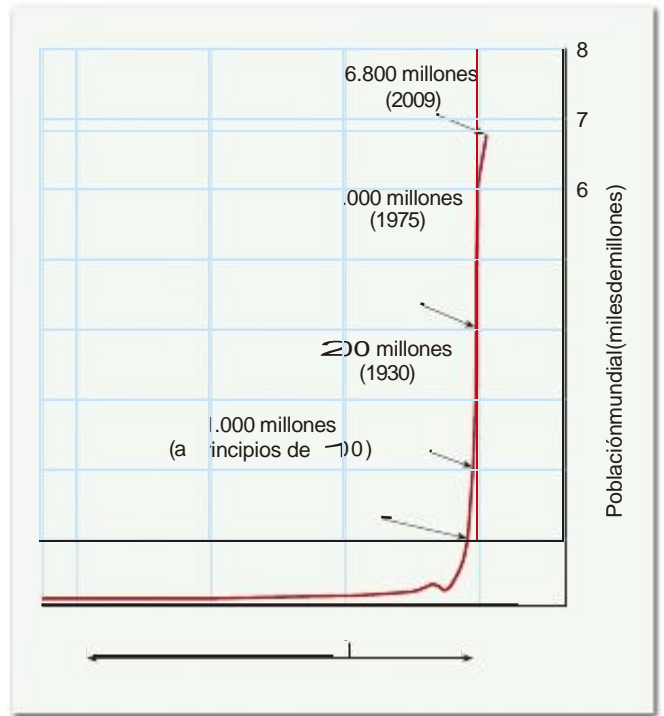
A veces, algunos recursos pueden pertenecer a cualquiera de las dos categorías, según cómo se utilicen. El agua subterránea es un ejemplo de ello. En los lugares donde se bombea del suelo a una velocidad que permita su recuperación, el agua subterránea puede clasificarse como recurso renovable. Sin embargo, en los lugares en los que el agua subterránea se extrae más deprisa de lo que se recarga, el nivel freático desciende de manera uniforme. En este caso se está «explotando» el agua subterránea exactamente igual que otros recursos no renovables<sup>1</sup>.

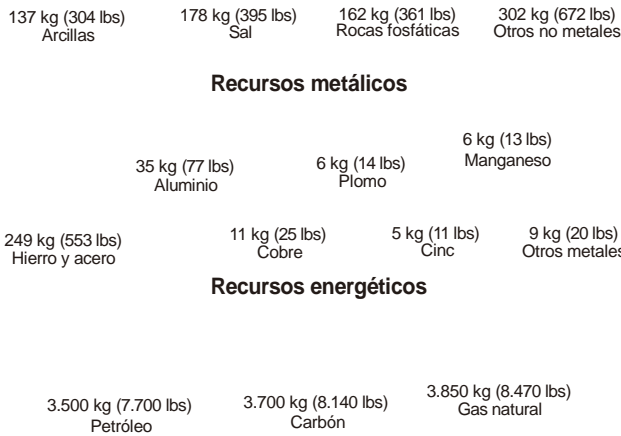
En la Figura 23.3 se pone de manifiesto el rápido crecimiento de la población de nuestro planeta. Aunque el número de habitantes no alcanzó 1.000 millones hasta el comienzo del siglo XIX, solo 130 años después la población se duplicó hasta 2.000 millones. Entre 1930 y 1975 la cifra se volvió a duplicar, a 4.000 millones, y en 2013 más de 7.000 millones de personas habitan la Tierra. Evidentemente, a medida que la población crece, la demanda de recursos también se amplía. Sin embargo, la velocidad de utilización de los recursos minerales y energéticos ha crecido más deprisa que la población. Esto es consecuencia de un nivel de vida cada vez mayor. En

<sup>1</sup> El problema del descenso de los niveles freáticos se comenta en el Capítulo 17.



**FIGURA 23.1.** Como nos recuerda esta escena en Houston, Texas, los recursos minerales y energéticos son el fundamento de la civilización moderna (Foto de H. R. Bramaz/Peter Arnold, Inc.).





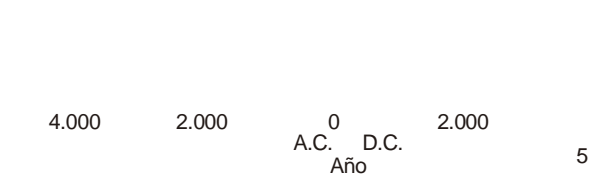
**FIGURA 23.2.** El consumo anual *per capita* de recursos minerales metálicos y no metálicos para Estados Unidos es de casi 11.000 kilogramos (¡12 toneladas!). Alrededor del 97 por ciento de los materiales utilizados son no metálicos. El uso *per capita* de petróleo, carbón y gas natural supera los 11.000 kilogramos (Tomado de la U. S. Geological Survey).

Estados Unidos, que solo representa el 6 por ciento de la población mundial, se utiliza aproximadamente el 30 por ciento de la producción anual mundial de recursos minerales y energéticos.

¿Por cuánto tiempo los recursos que nos quedan nos permitirán mantener el nivel de vida cada vez mayor que caracteriza a los países industrializados actuales y seguirá abasteciendo las crecientes necesidades de las regiones en vías de desarrollo? ¿Cuánto deterioro ambiental estamos dispuestos a aceptar para conseguir recursos? ¿Pueden encontrarse alternativas? Si hemos de afrontar una demanda *per capita* creciente y una población mundial en crecimiento, debemos comprender cuáles son nuestros recursos y sus límites.

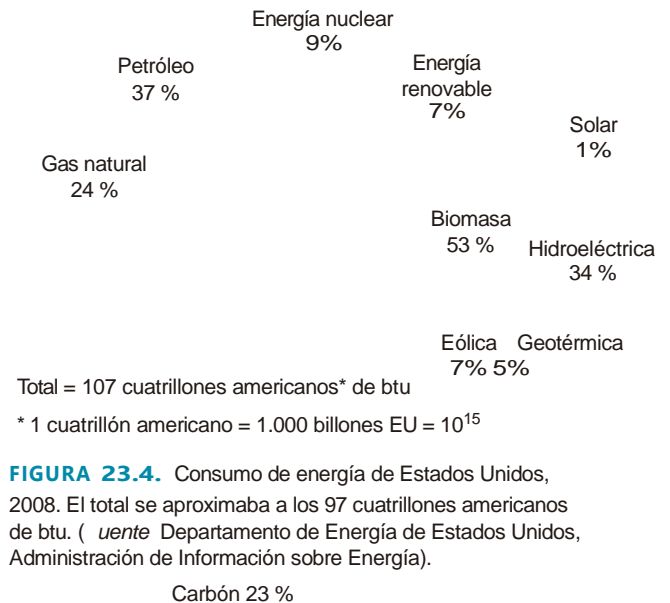
## RECURSOS ENERGÉTICOS

El carbón, el petróleo y el gas natural son los principales combustibles de nuestra moderna economía industrial (Figura 23.4). Aproximadamente el 84 por ciento de la energía consumida en Estados Unidos en la actualidad



**FIGURA 23.3.** Crecimiento de la población mundial. Hasta el año 1800 no se alcanzó la cifra de 1.000 millones. En 2013, más de 7.000 millones de personas habitan el planeta. La demanda<sup>3</sup> de recursos básicos está creciendo más deprisa que la población. (Datos del Population Reference Bureau).

procede de esos combustibles fósiles básicos. Aunque quizá no haya gran escasez durante muchos años, las reservas que conocemos están disminuyendo. Pese a las nuevas exploraciones, incluso en regiones muy remotas y ambientes muy severos, las nuevas fuentes de petróleo no mantienen el ritmo del consumo.



**FIGURA 23.4.** Consumo de energía de Estados Unidos, 2008. El total se aproximaba a los 97 cuatrillones americanos de btu. (Fuente: Departamento de Energía de Estados Unidos, Administración de Información sobre Energía).

A menos que se descubran nuevas y grandes reservas de petróleo (lo que es posible, pero no probable), una proporción mayor de nuestras necesidades futuras habrá de proceder del carbón y de fuentes de energía alternativa, como la energía nuclear, geotérmica, solar, eólica, mareal e hidroeléctrica (véase Recuadro 23.1). A veces se mencionan dos combustibles alternativos, las arenas asfálticas y las lutitas bituminosas, como nuevas fuentes prometedoras de combustibles líquidos. En las siguientes secciones, examinaremos brevemente los combustibles que han abastecido tradicionalmente nuestras necesidades energéticas, así como las fuentes que proporcionarán una proporción creciente de nuestros requisitos futuros.

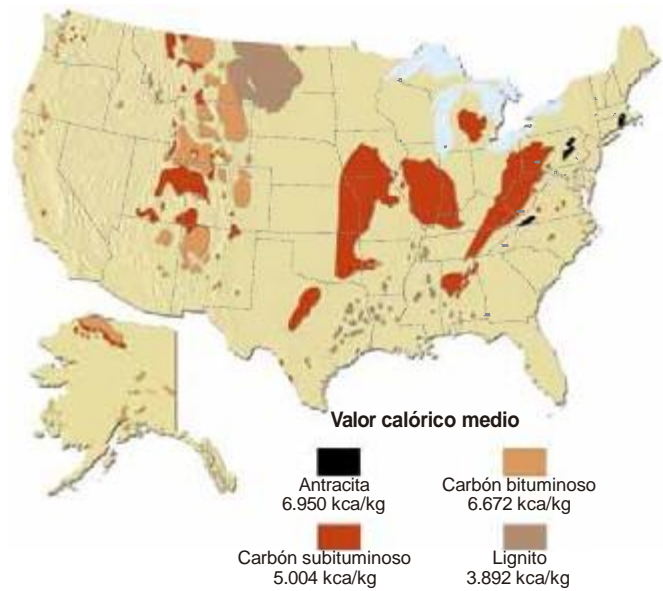
## Carbón

Junto con el petróleo y el gas natural, al carbón suele denominarse **combustible fósil**. Dicha designación es apropiada porque cada vez que quemamos carbón estamos utilizando la energía solar que fue almacenada por las plantas hace muchos millones de años. De hecho, estamos quemando un «fósil».

El carbón ha sido un combustible importante durante siglos. En el siglo XIX y principios del XX, el carbón, barato y abundante, impulsó la revolución industrial. En 1900, el carbón proporcionaba el 90 por ciento de la energía utilizada en Estados Unidos. Aunque todavía importante, en la actualidad el carbón representa alrededor del 23 por ciento de las necesidades energéticas de esta nación (véase Figura 23.4).

Hasta la década de los años cincuenta, el carbón constituyó un combustible importante para proporcionar calefacción doméstica, así como una fuente de energía para la industria. Sin embargo, su uso directo en el hogar ha sido en gran medida sustituido por el petróleo, el gas natural y la electricidad. Se prefieren estos combustibles porque es más fácil disponer de ellos (se distribuyen a través de tuberías, tanques o cables) y más limpios de usar.

No obstante, el carbón sigue siendo el principal combustible utilizado en las centrales de energía para generar electricidad, y por tanto, indirectamente, es una fuente importante de energía para nuestros hogares. El carbón proporciona más de la mitad de la electricidad que se consume en Estados Unidos. A medida que las reservas de petróleo vayan disminuyendo en los años venideros, puede aumentar el uso del carbón. Es posible ampliar la producción de carbón, porque el mundo tiene enormes reservas, así como la tecnología necesaria para extraerlo de manera eficaz de las minas. En Estados Unidos, los yacimientos de carbón son abundantes y su suministro duraría centenares de años (Figura 23.5).



**FIGURA 23.5.** Yacimientos de carbón de Estados Unidos (Datos del Bureau of Mines, Departamento de Interior de Estados Unidos).

Aunque el carbón es abundante, su recuperación y su uso representan una serie de problemas. La minería de superficie puede convertir el paisaje en un erial lleno de cicatrices si no se lleva a cabo una recuperación cuidadosa (y costosa) para restaurar el terreno. (En la actualidad, todas las canteras de Estados Unidos deben restaurar el terreno.) Aunque las minas subterráneas no crean cicatrices en el paisaje con la misma intensidad, han sido costosas en términos de salud y vidas humanas.

Además, la minería subterránea dejó de ser hace tiempo una operación de pico y pala, y en la actualidad es un proceso muy mecanizado e informatizado (Figura 23.6). Las firmes leyes federales de seguridad han hecho que la minería estadounidense sea bastante segura. Sin embargo, siguen existiendo los riesgos de hundimiento de los techos, y de explosiones de gas, así como los derivados de trabajar con equipo pesado.

La contaminación del aire es un problema importante asociado con la combustión del carbón. Mucho carbón contiene cantidades significativas de azufre. Pese a los esfuerzos por eliminar el azufre antes de quemar el carbón, siempre queda algo; cuando el carbón se quema, el azufre se transforma en nocivos gases de óxido de azufre. A través de una serie de reacciones químicas complejas que ocurren en la atmósfera, los óxidos de azufre se convierten en ácido sulfúrico, que luego cae a la superficie terrestre en forma de lluvia o de nieve. Esta lluvia o nevada ácida puede tener efectos ecológicos adversos sobre áreas extensas (véase Recuadro 6.2, pág. 210).

Como sucede cuando se queman otros combustibles fósiles, la combustión del carbón produce dióxido



A.



B.

**FIGURA 23.6.** A. Las minas subterráneas de carbón modernas están muy mecanizadas y son relativamente seguras (Foto de Melvin Grubb/Grubb Photo Services, Inc.). B. Explotación a cielo abierto de carbón en Black Mesa, Arizona. La minería de superficie es habitual cuando las capas de carbón están cerca de la superficie (Foto de Richard W. Brooks/Photo Researchers, Inc.).

de carbono. Este importante gas de efecto invernadero juega un papel significativo en el calentamiento de nuestra atmósfera. El Capítulo 21: «Cambio climático global» examina este tema en detalle.

## PETRÓLEO Y GAS NATURAL

El petróleo y el gas natural se encuentran en entornos similares y normalmente aparecen juntos. Los dos consisten en diversos compuestos de hidrocarburos (compuestos que contienen hidrógeno y carbono mezclados entre sí). También pueden contener pequeñas cantidades de otros elementos, como azufre, nitrógeno y oxígeno. Como el carbón, el petróleo y el gas natural son productos biológicos derivados de los restos de organismos. Sin embargo, los entornos en los que se formaron, así como los organismos de los que derivan, son muy diferentes. El carbón se forma fundamentalmente a partir de materia vegetal que se acumuló en un entorno pantanoso por encima del nivel del mar. El petróleo y el gas proceden de los restos de plantas y animales de origen marino.

### Formación del petróleo

La formación del petróleo es compleja y no totalmente comprendida. No obstante, sabemos que empieza con la acumulación de sedimentos en áreas oceánicas ricas en restos vegetales y animales. Estas acumulaciones

deben aparecer allí donde la actividad biológica es elevada, como en las áreas próximas a la costa. Sin embargo, la mayoría de los entornos marinos son ricos en oxígeno, lo que lleva a la descomposición de los restos orgánicos antes de que puedan ser enterrados por otros sedimentos. Por consiguiente, las acumulaciones de petróleo y de gas no están tan generalizadas como los entornos marinos que sustentan la abundante actividad biológica. A pesar de este factor limitante, grandes cantidades de materia orgánica se entierran y protegen de la oxidación en muchas cuencas sedimentarias cerca de la costa. Al aumentar el enterramiento a lo largo de millones de años, las reacciones químicas transforman gradualmente parte de la materia orgánica original en los hidrocarburos líquidos y gaseosos que denominamos petróleo y gas natural.

A diferencia de la materia orgánica a partir de la cual se formaron, el petróleo y el gas natural recién creados son móviles. Esos fluidos son gradualmente exprimidos de las capas compactadas, ricas en fango, donde se originan, hacia lechos permeables adyacentes, como la arenisca, donde los poros entre los granos de sedimento son mayores. Dado que esto ocurre bajo el agua, las capas de roca que contienen el petróleo y el gas se saturan de agua. Pero el petróleo y el gas son menos densos que el agua, de manera que migran hacia arriba a través de los espacios porosos llenos de agua de las rocas que los encierran. A menos que algo obstaculice esta migración ascendente, los fluidos acabarán alcanzando la superficie, momento en el cual los componentes volátiles se evaporarán.

## Trampas petrolíferas

A veces la migración ascendente se ve interrumpida. Un ambiente geológico que permite la acumulación de cantidades económicamente significativas de petróleo y gas bajo tierra se denomina **trampa petrolífera**. Diversas estructuras geológicas pueden actuar como trampas petrolíferas, pero todas tienen en común dos condiciones básicas: una **roca almacén**, permeable y porosa, que suministrará petróleo y gas natural en cantidades suficientes para hacer rentable la perforación; y una **roca de tapa impermeable**, como las lutitas, que son prácticamente impermeables al petróleo y al gas. La roca de tapa interrumpe el sentido ascendente del petróleo y el gas e impide que escapen a la superficie (Figura 23.7).

En la Figura 23.8 se ilustran algunas trampas comunes de petróleo y gas natural. Una de las más sencillas es un *anticlinal*, una serie de estratos sedimentarios arqueados hacia arriba (Figura 23.8A). A medida que los estratos se pliegan, el petróleo y el gas ascendentes se acumulan en su charnela. Debido a su menor densidad, el gas natural se acumula por encima del petróleo. Los dos descansan sobre el agua, más densa, que satura la roca almacén. Uno de los mayores campos petrolíferos del mundo, El Nala, en Arabia Saudí, es consecuencia de una trampa anticlinal, al igual que el famoso Teapot Dome en Wyoming.

En los lugares donde los estratos se desplazan de tal manera que consiguen arrastrar una roca almacén

### A veces los alumnos preguntan...

En la Figura 2 . se muestra una biomasa como una forma de energía renovable. ¿Qué es exactamente la biomasa?

El término biomasa se refiere a la materia orgánica que puede quemarse directamente como combustible o transformarse para ser quemada. Biomasa es un término relativamente nuevo para los combustibles humanos más antiguos. Son ejemplos la madera de combustión, el carbón vegetal, los residuos de las cosechas y los restos de animales. Estos combustibles tienen una importancia especial en las economías emergentes. Entre otros combustibles de biomasa actuales están los productos como el etanol (un tipo de alcohol producido del maíz y otros cultivos que se añade a la gasolina) y biodiésel (un combustible equivalente al diésel derivado de recursos renovables naturales como los aceites vegetales).

buzante hasta colocarla frente a una capa impermeable, como se muestra en la Figura 23.8B, se forman *trampas de falla*. En este caso, la migración ascendente del petróleo y el gas se interrumpirá allí donde se encuentra la falla.

En la región de la llanura costera del golfo de Estados Unidos, se producen acumulaciones importantes de petróleo en asociación con *domos salinos*. Esas áreas tienen potentes acumulaciones de estratos sedimentarios, entre ellos capas de sal gema. La sal que aparece a grandes profundidades se ha visto forzada a ascender en columnas por la presión de los estratos situados por



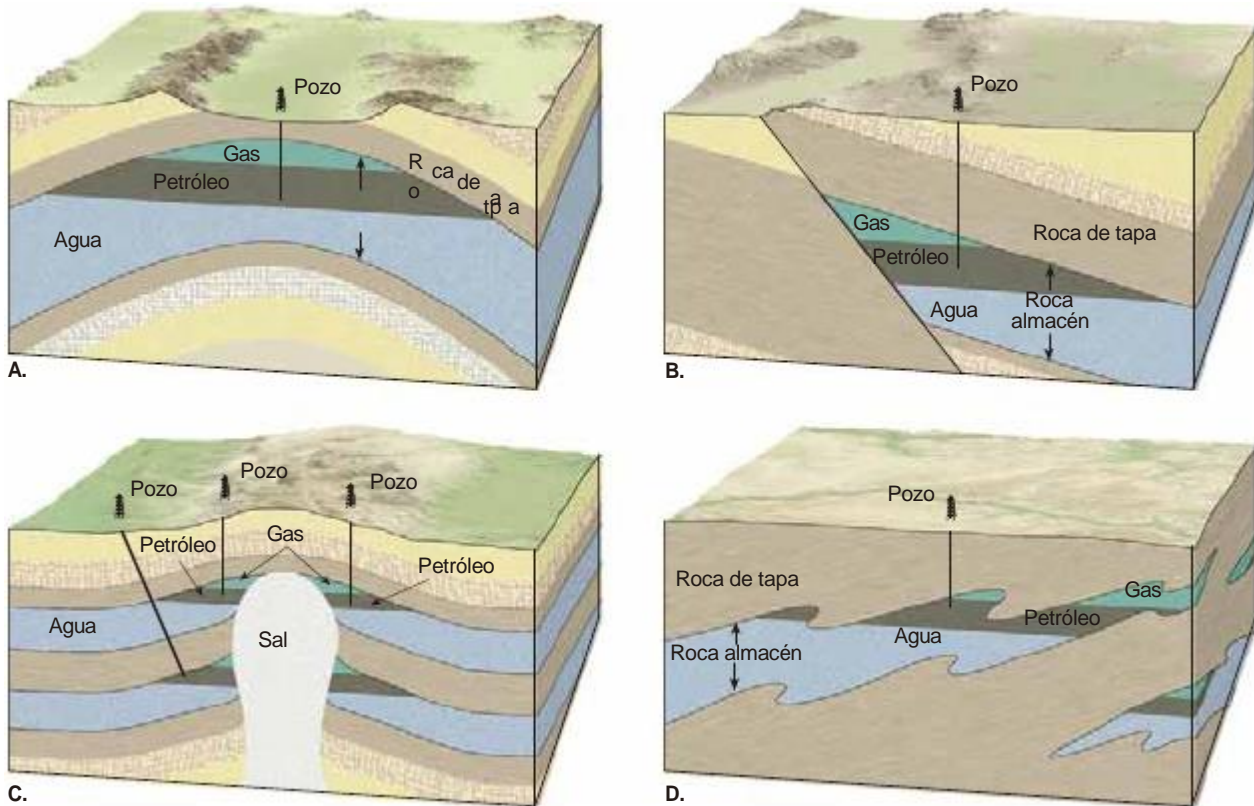
A.



B.

**FIGURA 23.7.** El petróleo se acumula en las trampas petrolíferas que están formadas por roca almacén permeable y porosa cubierta por una roca de tapa impermeable. **A.** Plataforma moderna de producción petrolífera en el interior en el Mar del Norte (Foto de Peter Bowater/Photo Researchers, Inc.). **B.** El primer pozo petrolífero satisfactorio fue finalizado por Edwin Drake (derecha) el 27 de agosto de 1859 cerca de Titusville, Pennsylvania. La roca almacén que alberga el petróleo se encontró a una profundidad de 21 m (Foto de CORBIS/Bettman).





**FIGURA 23.8.** Trampas petrolíferas comunes. **A.** Anticlinal. **B.** Trampa de falla. **C.** Domo salino. **D.** Trampa estratigráfica.

encima de ella. Estas columnas ascendentes de sal deforman gradualmente los estratos que tienen por encima. Dado que el petróleo y el gas migran al nivel más elevado posible, se acumulan en los estratos levantados de arenisca, adyacentes a la columna de sal (Figura 23.8C).

Aún hay otra importante situación geológica que puede inducir acumulaciones significativas de petróleo y gas, denominada *trampa estratigráfica*. Estas estructuras que contienen petróleo se forman principalmente como consecuencia del modelo original de sedimentación, más que como consecuencia de deformación estructural. La trampa estratigráfica ilustrada en la Figura 23.8D existe porque un estrato inclinado de arenisca se acuña lateralmente hasta desaparecer.

Cuando se perfora la cubierta creada por la roca de tapa, el petróleo y el gas natural, que están bajo presión, migran desde los espacios porosos de la roca madre hasta el orificio de perforación. En algunas ocasiones, aunque raras, la presión del fluido es grande y puede obligar al petróleo a ascender por el orificio de perforación hasta la superficie creando un «pozo surgente», o fuente de petróleo en la superficie. Normalmente, sin embargo, se precisa una bomba para sacar el petróleo.

La perforación no es la única manera mediante la cual el petróleo y el gas pueden escapar de una trampa. Las trampas pueden romperse por las fuerzas naturales. Por

ejemplo, los movimientos de la Tierra pueden crear fracturas que permitan la salida de los fluidos con hidrocarburos. La erosión en la superficie puede abrir una brecha en la trampa, con resultados similares. Cuanto más antiguos sean los estratos de roca, mayor será la probabilidad de que una tapadera se vea afectada por la deformación o la erosión. De hecho, no en todas las edades las rocas proporcionan petróleo y gas en las mismas proporciones. La mayor producción procede de las rocas más jóvenes, las del Cenozoico. Las rocas del Mesozoico, más antiguas, producen considerablemente menos, seguidas de los estratos aún más antiguos del Paleozoico, que producen cantidades aún menores. No se produce prácticamente petróleo en las rocas más antiguas, las del Precámbrico.

## ARENAS ASFÁLTICAS Y LUTITAS BITUMINOSAS: ¿PETRÓLEO PARA EL FUTURO?

En los años venideros, se reducirán los suministros de petróleo en el mundo. Cuando esto suceda, puede que haya que sustituir los hidrocarburos de menor grado. ¿Serían unos buenos candidatos los combustibles derivados de las arenas asfálticas y las lutitas bituminosas?

## Arenas asfálticas

Las *arenas asfálticas* suelen ser mezclas de arcilla y arena combinadas con agua y cantidades variables de un alquitrán negro, muy viscoso, conocido como *bitumen*. La utilización del término *arena* puede llevar a confusión, porque no todos los depósitos están asociados con arenas y areniscas. Algunos aparecen en otros materiales, entre ellos las lutitas y las calizas. El petróleo de esos depósitos es muy similar a los densos petróleos crudos bombeados de los pozos. La principal diferencia entre los depósitos de petróleo convencional y los depósitos de arena asfáltica reside en la viscosidad (resistencia al flujo) del petróleo que contienen. En las arenas asfálticas, el petróleo es mucho más viscoso y no puede ser simplemente bombeado.

En muchas partes del mundo hay importantes depósitos de arenas asfálticas. Los dos mayores de estos depósitos son el yacimiento Athabasca, en la provincia canadiense de Alberta, y el depósito del río Orinoco, en Venezuela (Figura 23.9)<sup>2</sup>.

En la actualidad, las arenas asfálticas se extraen en superficie, de una manera similar a la explotación a cielo abierto del carbón mediante excavadoras. El material excavado se calienta a continuación con vapor a presión y el bitumen se ablanda y asciende. Una vez recogido, el material oleoso es tratado para eliminar las impurezas y luego se añade hidrógeno. Esta última etapa aumenta el grado de calidad hasta un crudo sintético, que luego puede refinarse. La extracción y el refinado de las arenas asfálticas requieren una gran cantidad de energía: ¡casi la mitad de la que se obtiene del producto final! No obstante, las arenas asfálticas de los enormes depósitos de Alberta son la fuente de alrededor del 45 por ciento de la producción petrolífera de Canadá.

La obtención de petróleo a partir de las arenas asfálticas tiene importantes inconvenientes ambientales. Con la minería de enormes cantidades de roca y sedimento se asocia una perturbación importante del terreno. Además, se precisan grandes cantidades de agua para el procesado, y cuando este se ha completado, el agua y los sedimentos contaminados se acumulan en estanques de desecho tóxicos.

Cerca del 80 por ciento de las arenas asfálticas de Alberta se encuentran a demasiada profundidad para la minería de superficie. La obtención de petróleo enterrado a más profundidad requerirá técnicas *in situ*. Mediante la tecnología de perforación, se inyecta vapor al depósito para que las arenas asfálticas se calienten, reduciendo así la viscosidad del bitumen. El bitumen caliente y móvil migra hacia los pozos de producción



A.



B.

**FIGURA 23.9.** En Norteamérica, los mayores depósitos de arenas asfálticas aparecen en la provincia canadiense de Alberta. Conocidas como las arenas asfálticas Athabasca, esos depósitos cubren un área de más de 42.000 km cuadrados. Los principales depósitos de arenas asfálticas de Alberta contienen más de 1,7 billones de barriles de bitumen. Sin embargo, gran parte del bitumen no puede extraerse a un coste razonable. Con la tecnología actual, se calcula que solo pueden extraerse unos 300.000 millones de barriles.

que lo bombean hacia la superficie, dejando a la arena en su sitio («*in situ*» significa en su sitio en latín). La tecnología *in situ* es costosa y necesita ciertas condiciones como la proximidad de una fuente de agua. La producción mediante las técnicas *in situ* ya compite con la minería a cielo abierto y en el futuro sustituirá a la minería como la principal fuente de producción de bitumen de arenas asfálticas.

<sup>2</sup> Se puede encontrar una interesante descripción sobre la industria de arenas asfálticas en Canadá en el artículo «Unconventional Crude», de Elizabeth Kolbert para *The New Yorker*, 12 de noviembre de 2007, pág. 46-51.

## ENTENDER LA TIERRA

### Hidratos de gas: un combustible procedente de los sedimentos del fondo oceánico

#### RECUADRO 23.1

Los *hidratos de gas* son estructuras químicas inusualmente compactas compuestas de agua y gas natural. El tipo más común de gas natural es el metano, que produce *hidrato de metano*. Los hidratos de gas natural aparecen debajo de zonas de permafrost en los continentes y bajo el fondo oceánico a profundidades inferiores a 525 m.

La mayoría de los hidratos de gas oceánicos se crea cuando las bacterias descomponen la materia orgánica atrapada en los sedimentos del fondo oceánico, produciendo gas metano con pequeñas cantidades de etano y propano. Estos gases se combinan con el agua en los sedimentos de las profundidades oceánicas (donde las presiones son elevadas y las temperaturas bajas) de modo que el gas queda atrapado dentro de una jaula en forma de reja de moléculas de agua.

Los buques que han perforado los hidratos de gas han extraído testigos de barro mezclado con fragmentos y capas de hidratos de gas (Figura 23.A) que se consumen y se evaporan con rapidez cuando se exponen a las condiciones relativamente cálidas y de baja presión en la superficie oceánica. Los hidratos de gas parecen fragmentos de hielo, pero se prenden cuando los enciende una llama, ya que el metano y otros gases inflamables son liberados a medida que los hidratos de gas se evaporan (Figura 23.B).



**FIGURA 23.A.** Esta muestra recogida del fondo oceánico presenta capas de hidratos de gas blancos con apariencia de hielo, mezcladas con barro (Foto cortesía de GEOMAR Research Center, Kiel, Alemania).

En algunos cálculos se indica que hasta 20.000 billones de metros cúbicos de metano están atrapados en sedimentos que contienen hidratos de gas, lo que equivale aproximadamente al *doble* del carbono de las reservas combinadas de carbón, petróleo y gas convencional de la Tierra. Un gran inconveniente de la explotación de reservas de hidrato de gas es que estas se descomponen rápidamente a las temperaturas y las presiones



**FIGURA 23.B.** Los hidratos de gas se evaporan cuando se exponen a las condiciones de la superficie y liberan el gas natural, que puede ser incinerado (Foto cortesía de GEOMAR Research Center, Kiel, Alemania).

de la superficie. No obstante, en el futuro, estas enormes reservas de energía del fondo oceánico pueden ayudar a suministrar energía a la sociedad actual.

Entre los retos que se presentan a los procesos *in situ* se encuentra el aumento de la eficacia de la recuperación de petróleo, la gestión del agua empleada para producir vapor, y la reducción de los costes energéticos necesarios para el proceso.

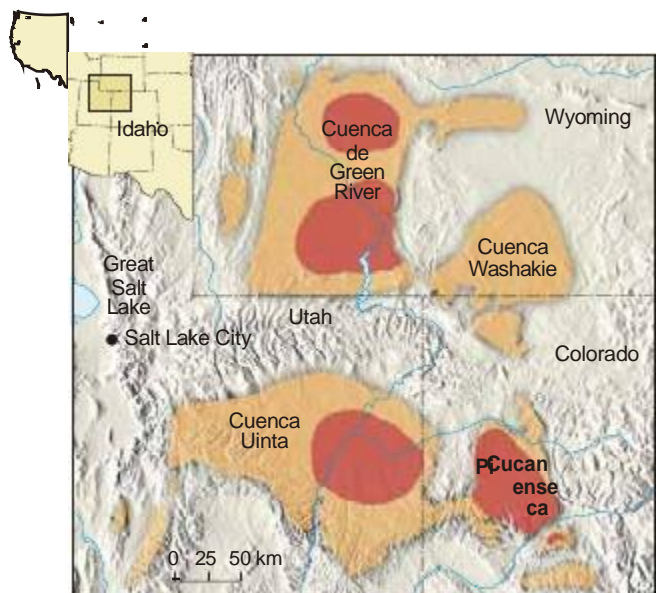
### Lutitas bituminosas

Las *lutitas bituminosas* contienen enormes cantidades de petróleo sin explotar. En todo el mundo, el US Geological Survey calcula que hay más de 3 billones de barriles de petróleo contenidos en lutitas, que producirían más de 38 litros de petróleo por tonelada de material. Pero esta cifra puede inducir a error porque se sabe que, con la tecnología actual, solo pueden recuperarse menos de 200.000 millones de barriles. Aun así, los

recursos estimados en los Estados Unidos son unas 14 veces mayores que los del petróleo convencionalmente recuperable, y las cifras aumentarán, probablemente, a medida que se recoja más información geológica.

Aproximadamente la mitad del suministro mundial se encuentra en la formación Green-River en Colorado, Utah y Wyoming (Figura 23.10). En esta región, las lutitas bituminosas forman parte de estratos sedimentarios que se acumularon en el fondo de dos enormes y superficiales lagos durante el Eoceno (hace entre 57 y 36 millones de años).

Las lutitas bituminosas se han sugerido como una solución parcial al agotamiento de los combustibles fósiles. Sin embargo, la energía calorífica de la lutita bituminosa es solo una octava parte de la que contiene el petróleo crudo, debido a la gran proporción de materia mineral de las lutitas.



**FIGURA 23.10.** Distribución de las lutitas bituminosas en la formación Green River de Colorado, Utah y Wyoming. Las áreas sombreadas de color más oscuro representan los depósitos más ricos. El gobierno y la industria privada han invertido grandes cantidades para hacer que las lutitas bituminosas sean un recurso rentable, pero los costes han sido siempre superiores al precio del petróleo. Sin embargo, a medida que aumenten los precios de los combustibles en competición, estos enormes depósitos se verán económicamente más atractivos (Tomado de D. C. Duncan y V. E. Swanson, U. S. Geological Survey Circular 523, 1965).

Esta materia mineral añade costo a la producción minera, el procesamiento y la eliminación de residuos. La producción de petróleo a partir de las lutitas bituminosas tiene los mismos problemas que la producción de petróleo a partir de las arenas asfálticas. La minería de superficie produce trastornos generalizados del terreno y plantea problemas significativos de eliminación de residuos. Además, el procesamiento requiere grandes cantidades de agua, un elemento que es escaso en la región semiárida donde se encuentra la formación Green River.

En la actualidad, el petróleo es abundante y relativamente barato en los mercados mundiales. Por consiguiente, con las tecnologías actuales, no merece la pena

obtenerlo de las lutitas bituminosas. La industria ha abandonado casi del todo la investigación y el desarrollo en el ámbito de las lutitas bituminosas. No obstante, el US Geological Survey sugiere que la gran cantidad de petróleo que podría extraerse, en potencia, de las lutitas bituminosas en Estados Unidos asegura probablemente su inclusión final en la mezcla energética nacional.

## FUENTES DE ENERGÍA ALTERNATIVAS

Un examen de la Figura 23.4 muestra claramente que vivimos en la era de los combustibles fósiles. Más del 84 por ciento de las necesidades energéticas de Estados Unidos procede de esos recursos no renovables. Los cálculos actuales indican que la cantidad de combustibles fósiles recuperables puede alcanzar los 10 billones de barriles de petróleo, suficientes para 170 años al ritmo de consumo actual. Por supuesto, a medida que la población mundial aumente, la velocidad de consumo se disparará. Por tanto, las reservas acabarán por escasear. Mientras tanto, el impacto ambiental de la combustión de enormes cantidades de combustibles fósiles tendrá, sin lugar a dudas, un efecto adverso.

¿Cómo puede satisfacerse una demanda creciente de energía sin afectar de manera radical al planeta que habitamos? Aunque no se ha formulado todavía una respuesta clara, debe considerarse la necesidad de depender cada vez más de fuentes de energía alternativas. En esta sección examinaremos las diversas fuentes posibles, entre ellas la energía nuclear, solar, eólica, hidroeléctrica, geotérmica y mareal.

### Energía nuclear

Aproximadamente el 9 por ciento de la demanda de energía de Estados Unidos está siendo satisfecha por las centrales de energía nuclear. El combustible para esas centrales procede de materiales radiactivos que liberan energía por el proceso de **fisión nuclear**. La fisión se consigue bombardeando los núcleos de los átomos pesados, normalmente el uranio-235, con neutrones. Esto hace que los núcleos de uranio se escindan en núcleos...enos y emitan neutrones y energía calorífica. Los neutrones expulsados, a su vez, bombardean los núcleos de átomos de uranio adyacentes, produciendo una *reacción en cadena*. Si el suministro de material fisionable es suficiente y se permite que la reacción transcurra de una manera no controlada, se liberaría una enorme cantidad de energía en forma de una explosión atómica.

En una central de energía nuclear, la reacción de fisión se controla moviendo varillas absorbentes de neutrones al interior y al exterior del reactor nuclear. El resultado

#### A veces los alumnos preguntan...

¿Son las arenas asfálticas y las arenas de alquitrán lo mismo?

Sí, el término arenas de alquitrán se utiliza habitualmente para describir los depósitos de bitumen, pero es inexacta porque el alquitrán es una sustancia hecha por el hombre producida por la disociación de la materia orgánica. El bitumen tiene una apariencia similar al alquitrán, pero es una sustancia natural. «Arenas asfálticas» es un término más apropiado para denominar a los depósitos de bitumen.

es una reacción nuclear en cadena controlada que libera grandes cantidades de calor. La energía producida es transportada desde el reactor y utilizada para impulsar turbinas de vapor que mueven los generadores eléctricos, de una manera similar a lo que ocurre en las centrales productoras de energía más convencionales.

### Uranio

El uranio-235 es el único isótopo que aparece en estado natural y que es fácilmente fisionable y, por consiguiente, es el combustible principal utilizado en las centrales de energía nuclear<sup>3</sup>. Aunque se han descubierto grandes cantidades de mena de uranio, la mayoría contiene menos del 0,05 por ciento de uranio. De esta pequeña cantidad, el 99,3 por ciento está constituido por el isótopo no fisionable uranio-238 y solo el 0,7 por ciento restante contiene el isótopo fisionable uranio-235. Dado que la mayoría de los reactores nucleares funciona con combustibles que contienen al menos un 3 por ciento de uranio-235, deben separarse los dos isótopos para concentrar el uranio-235 fisionable. El proceso de separación de los isótopos de uranio es difícil e incrementa de manera sustancial el coste de la energía nuclear.

Aunque el uranio es un elemento raro en la corteza terrestre, aparece en depósitos de enriquecimiento. Algunos de los depósitos más importantes están asociados con lo que se consideran antiguos depósitos de placeres en lechos de corrientes de agua<sup>4</sup>. Por ejemplo, en Witwatersrand, Sudáfrica, los granos de mena de uranio (así como importantes depósitos de oro) se concentraron como resultado de su elevada densidad en rocas compuestas fundamentalmente de clastos de cuarzo. En Estados Unidos, los depósitos de uranio más ricos se encuentran asociados a areniscas jurásicas y triásicas en la llanura del Colorado y en rocas más jóvenes en Wyoming. La mayor parte de esos depósitos se ha formado a través de la precipitación de compuestos de uranio procedentes del agua subterránea. La precipitación del uranio se produce aquí como consecuencia de una reacción química con la materia orgánica, como se pone de manifiesto por la concentración de uranio en los troncos fósiles y lutitas negras ricas en materia orgánica.

### Obstáculos al desarrollo

Hubo una época en la que se proclamaba que la energía nuclear era la fuente de energía barata y limpia que sustituiría a los combustibles fósiles. Sin embargo, han surgido varios obstáculos que impiden el desarrollo

nuclear como una importante fuente de energía. No es el menor de ellos el coste de construcción de las centrales nucleares, que contienen numerosos dispositivos de seguridad. Quizá más importante, sin embargo, es la preocupación ante la posibilidad de un accidente grave en cualquiera de las casi 200 centrales nucleares que existen en el mundo (Figura 23.11). El accidente ocurrido en Three Mile Island, cerca de Harrisburg, Pensilvania, en 1979, contribuyó a crear inquietud. En esa ocasión, una función defectuosa indujo a los operadores de la central a creer que había demasiada agua en el sistema primario, cuando era todo lo contrario. Esta confusión permitió que el núcleo del reactor estuviera descubierto durante varias horas. Aunque hubo poco peligro para el público, se produjo un daño sustancial en el reactor.

Por desgracia, el accidente ocurrido en 1986 en Chernobyl, en la antigua Unión Soviética, fue mucho más grave. En este incidente, el reactor estuvo fuera de control, y dos pequeñas explosiones levantaron el techo de la estructura, permitiendo que trozos de uranio fueran lanzados a las áreas inmediatas. Durante los 10 días consecutivos que se tardó en extinguir el fuego, niveles elevados de material radiactivo fueron transportados por la atmósfera y depositados en zonas tan alejadas como Noruega. Además de las 18 personas que murieron en las 6 semanas posteriores al accidente, muchos miles más se enfrentan a un mayor riesgo de fallecimiento como consecuencia de cánceres asociados con la lluvia radiactiva.

Debe destacarse que las concentraciones de uranio-235 fisionable y el diseño de los reactores son tales que las centrales de energía nuclear no pueden explotar como una bomba atómica. El riesgo surge de la



**FIGURA 23.11.** La central nuclear de Diablo Canyon cerca de San Luis Obispo, California. Los reactores se encuentran en los edificios con forma de cúpula, y el agua de enfriamiento se libera al océano. El emplazamiento de esta instalación es controvertido debido a su cercana proximidad a fallas capaces de provocar terremotos potencialmente dañinos (Foto de Comstock).

<sup>3</sup> El torio, aunque no es capaz de mantener por sí mismo una reacción en cadena, puede utilizarse con el uranio-235 como un combustible nuclear.

<sup>4</sup> Los depósitos de placeres se tratan en una sección posterior de este capítulo.

posibilidad de escape de residuos radiactivos durante una fusión del núcleo o cualquier otro fallo. Además, riesgos como la eliminación de los residuos nucleares y la relación que existe entre los programas de energía nuclear y la proliferación de bombas nucleares deben considerarse cuando evaluemos los pros y los contras sobre el empleo de la energía nuclear.

Entre los «pros» está el hecho de que las plantas de energía nuclear no emiten dióxido de carbono: el gas de efecto de invernadero que contribuye de forma significativa al calentamiento global (véase Capítulo 21). Por el contrario, la generación de electricidad de combustibles fósiles produce grandes cantidades de dióxido de carbono. Por tanto, la sustitución de la energía nuclear por energía generada por combustibles fósiles constituye una opción en la reducción de las emisiones de carbono.

## Energía solar

La expresión *energía solar* se refiere generalmente a la utilización directa de los rayos del Sol para el abastecimiento de la energía necesaria para cubrir las necesidades de la población. Los *captadores solares pasivos* más sencillos, y quizá más generalmente utilizados, son ventanas que miran al sur. Conforme la luz solar atraviesa el vidrio, su energía es absorbida por los objetos de la habitación. Esos objetos, a su vez, irradian calor que calienta el aire. En Estados Unidos se utilizan a menudo ventanas que miran al sur, junto con construcciones mejor aisladas y más herméticas, para reducir de manera sustancial los costes de calefacción.

Los sistemas más elaborados utilizados para calentar los hogares precisan un *captador solar activo*. Esos dispositivos montados en los tejados suelen ser cajas grandes ennegrecidas y cubiertas con material transparente. El calor que acumulan puede ser transferido donde sea necesario mediante circulación de aire o líquidos a través de tuberías. Los captadores solares se utilizan también de manera satisfactoria para calentar el agua necesaria en los hogares y los comercios. Por ejemplo, los captadores solares proporcionan agua caliente a más del 80 por ciento de los hogares israelíes.

En la actualidad, la investigación está en vías de mejorar las tecnologías que permitan concentrar la luz solar. Un método emplea espejos parabólicos como captadores de la energía solar. Sus pulimentadas superficies reflejan la luz solar hacia una tubería de recolección (Figura 23.12A). Por la tubería corre un fluido (normalmente aceite) que absorbe la luz solar concentrada. El fluido se calienta por encima de los 200 °C y normalmente se usa para fabricar el vapor que impulsa a una turbina para producir electricidad. Los espejos parabólicos normalmente están orientados de norte a sur y gradualmente se rotan para seguir al Sol.

Otro tipo de captador utiliza células fotovoltaicas (solares) que convierten la energía solar directamente en electricidad. Normalmente las células fotovoltaicas están conectadas para crear paneles solares en los que la luz solar empuja a los electrones a estados más elevados de energía, para producir electricidad. Durante muchos años las células solares se empleaban principalmente para suministrar energía a calculadoras y otros aparatos



A.



B.

**FIGURA 23.12.** A. Los espejos parabólicos, como los que se muestran en esta foto, son captadores solares muy eficaces. Los espejos concentran la luz del Sol en tuberías de recogida llenas un fluido. Este calor normalmente se utiliza para producir vapor que impulsa las turbinas que se emplean para generar electricidad (Foto de Schott AG/Commercial Handout). B. Esta instalación solar cerca de Los Ángeles está compuesta por una instalación de 20.000 platos que utilizan la tecnología Stirling (Foto de Randy J. Montoya/Sandia National Laboratories).

## A veces los alumnos preguntan...

## ¿Son los vehículos eléctricos mejores para el medio ambiente?

Sí, pero probablemente no tanto como podríamos creer. Eso se debe a que gran parte de la electricidad que los coches eléctricos utilizan procede de las plantas productoras de energía que emplean combustibles fósiles no renovables. Por tanto, los contaminantes no proceden directamente del coche; antes bien, proceden de la planta energética que generó la electricidad para el vehículo. Sin embargo, los vehículos eléctricos modernos están diseñados para utilizar el combustible de una manera más eficaz que los vehículos tradicionales de gasolina, de modo que generan menos contaminantes por kilómetro.

novedosos. Hoy, sin embargo, las grandes estaciones de energía fotovoltaica están conectadas a rejillas eléctricas para complementar a otras instalaciones que generan energía. Los principales países en capacidad fotovoltaica son Alemania, Japón, España, y Estados Unidos, y recientemente se han construido grandes plantas energéticas en Australia y Portugal. El elevado coste de las células solares hace que generar electricidad solar sea más costoso que la electricidad generada por otras fuentes. A medida que va aumentando el coste de los carburantes fósiles, los avances en tecnología fotovoltaica deberían reducir la diferencia de precio.

En Edison, California del Sur, se está finalizando una enorme instalación para la generación de energía solar de 1.820 hectáreas situada a unos 120 km al noroeste de Los Ángeles. La tecnología que se está utilizando, denominada «*Stirling Dish*», convierte la energía termal a electricidad utilizando una matriz de espejos para enfocar los rayos del Sol en el final receptor del motor Stirling (Figura 23.12B). La cara interna de un receptor calienta después gas de hidrógeno, provocando su expansión. La presión que crea el gas en expansión impulsa un pistón, que enciende un pequeño generador eléctrico. Esta instalación estará formada por una serie de 20.000 platos que producirán 500 megavatios de electricidad, suficiente para abastecer a 278.000 hogares.

## Energía eólica

El aire tiene masa, y cuando se mueve (es decir, cuando sopla el viento) contiene la energía de este movimiento, la energía cinética. Una parte de esta energía puede convertirse a otras formas (fuerza o electricidad mecánica) que se puede utilizar para realizar trabajos (Figura 23.13).

La energía mecánica del viento se emplea normalmente para la extracción del agua en zonas rurales o remotas. Un ejemplo es el molino de viento, todavía



A.



B.

**FIGURA 23.13.** A. Los molinos de viento de una granja pueden todavía verse en algunas zonas. La energía mecánica del viento se utiliza normalmente para bombear agua (Foto de Darren Bennett/Animals Animals Earth Scenes). B. Estas turbinas eólicas están funcionando cerca de Palm Springs, California. Aunque California es el estado donde comenzó el desarrollo significativo de energía eólica, en 2009 había sido superado por Texas y Iowa (Foto de John Mead/ Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.).

familiar en muchas zonas rurales. La energía mecánica convertida del viento también puede emplearse para otros fines, como partir troncos, moler el grano, impulsar los barcos de vela. Por el contrario, las turbinas eléctricas alimentadas con energía eólica generan electricidad para los hogares, los negocios, y para vender a las empresas de servicio público.

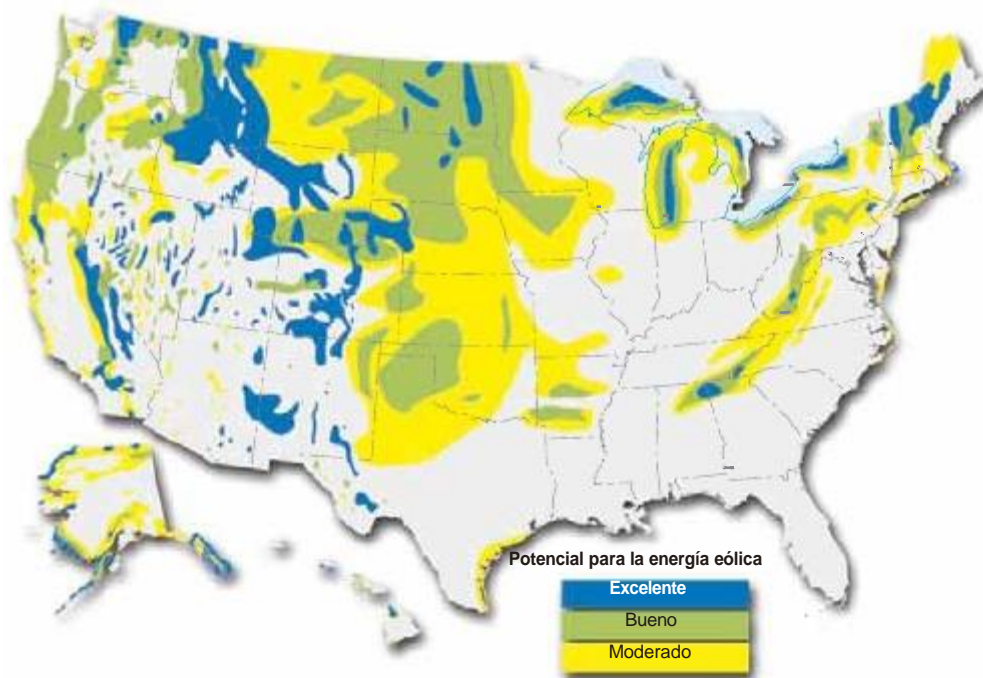
En la actualidad, se están instalando turbinas eólicas modernas a una velocidad increíble. De hecho, en todo el mundo, la capacidad de energía eólica instalada en 2008 aumentó más de un 47 por ciento. El año anterior, la capacidad aumentó en un 32 por ciento. La mayor parte de este crecimiento tuvo lugar en los Estados Unidos, China, India, Alemania y España. En 2008, Estados Unidos sobrepasó a Alemania para convertirse en los mayores productores mundiales de energía eólica, generando 25.170 megavatios<sup>5</sup>. En la próxima década se espera que China produzca la mayor parte de la electricidad generada por el viento.

La velocidad del viento es un elemento clave para determinar si un lugar es idóneo para albergar una instalación de energía eólica. Normalmente es necesario que el viento tenga una velocidad mínima de 21 km/h para que una planta de energía eólica a gran escala sea rentable. La consecuencia de una pequeña diferencia en

la velocidad del viento es una gran diferencia en la producción energética, por tanto una gran diferencia en el coste de la energía generada. Por ejemplo, una turbina que opera en un lugar con una velocidad media del viento de 19 km/h generaría un 33 por ciento más de electricidad que una que operara a 15 km/h. Asimismo, hay poca energía que recolectar cuando la velocidad del viento es baja: los vientos de 9 km/h contienen menos de una octava parte de la energía que los vientos de 19 km/h.

En Estados Unidos hay unos enormes recursos energéticos eólicos. En la actualidad 34 estados cuentan con instalaciones comerciales que producen electricidad a partir de la energía eólica. A comienzos de 2009, los estados principales en capacidad instalada fueron Texas, el primer estado, seguido de Iowa, California y Minnesota. Aunque California fue el estado pionero en la industria eólica estadounidense actual, hay 16 estados que tienen un gran potencial eólico. Como se muestra en la Tabla 23.1, entre los cinco estados principales con potencial para la energía eólica se encuentran Dakota del Norte, Texas, Kansas, Dakota del Sur y Montana. Aunque, por el momento, solo una pequeña parte de la generación eléctrica estadounidense proviene de la energía eólica, se ha estimado que el potencial de esta energía es igual al doble de la electricidad total que se consume actualmente (Figura 23.14).

<sup>5</sup> Un megavatio es energía suficiente para suministrar a 250-300 hogares americanos.



**FIGURA 23.14.** Potencial de la energía eólica para los Estados Unidos. Los grandes sistemas de energía eólica necesitan unas velocidades medias del viento de los 6 m por segundo. En la leyenda, moderado se refiere a las regiones que experimentan velocidades del viento de entre 6,4 y 6,9 m por segundo, buena se refiere a 7 -7,4 m por segundo y excelente se refiere a 7,5 m por segundo y más (Tomado del U.S. Department of Energy).



**Tabla 23.1.** Los estados con mejor posibilidad para la energía eólica

Clasificación	Estado	Potencial
1	Dakota del Norte	1.210
2	Texas	1.190
3	Kansas	1.070
4	Dakota del Sur	1.030
5	Montana	1.020
6	Nebraska	868
7	Wyoming	747
8	Oklahoma	725
9	Minnesota	657
10	Iowa	551
11	Colorado	481
12	Nuevo México	435
13	Idaho	73
14	Michigan	65
15	Nueva York	62
16	Illinois	61
17	California	59
18	Wisconsin	58
19	Maine	56
20	Missouri	52

La cantidad total de electricidad que podría generarse anualmente, medida en miles de millones de kilovatios por hora. Un hogar típico americano utilizaría varios cientos de kilovatios por hora al mes.

Fuente: U.S. Department of Energy.

Las mejoras tecnológicas recientes han hecho que el coste de la electricidad generada por el viento sea más competitivo. En consecuencia, el crecimiento de la capacidad instalada ha aumentado de forma extraordinaria. A nivel mundial, la cantidad total de potencia eólica instalada aumentó de 7.636 megavatios en 1997 a 120.791 megavatios en 2008. Esta electricidad sería suficiente para suministrar a más de 25 millones de hogares medios americanos.

El U.S. Department of Energy ha anunciado el objetivo de obtener el 5 por ciento de la electricidad en Estados Unidos del viento para el año 2020, objetivo que parece convincente con el ritmo al que crece la energía eólica en todo el país. Por tanto la electricidad generada por el viento parece estar pasando de ser una alternativa a una fuente de energía de primer orden.

## Energía hidroeléctrica

La caída del agua ha sido una fuente de energía durante siglos. A lo largo de la mayor parte de la historia, la energía mecánica producida por las ruedas hidráulicas

se utilizó para alimentar los molinos y otras maquinarias. En la actualidad, la energía generada por las caídas de agua se utiliza para impulsar las turbinas que producen electricidad; de ahí el término **energía hidroeléctrica**. En Estados Unidos, las centrales de energía hidroeléctrica aportan aproximadamente el 5 por ciento de las necesidades del país. La mayor parte de esa energía se produce en grandes presas que permiten un control del flujo de agua (Figura 23.15). El agua represada en un embalse es una forma de energía almacenada que puede liberarse en cualquier momento para producir electricidad.

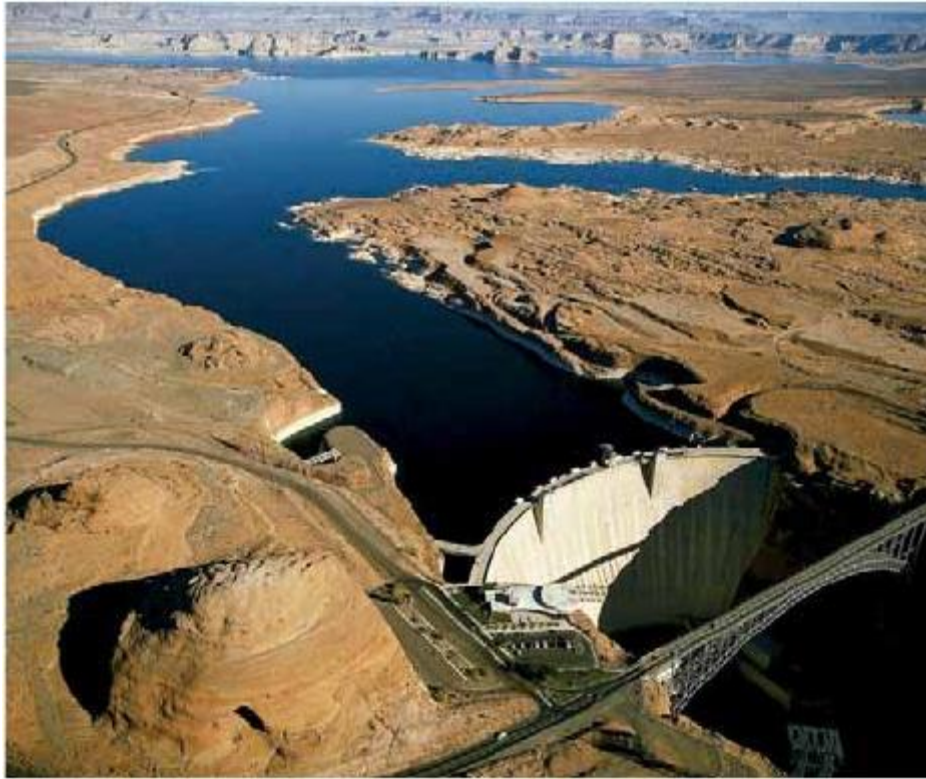
Aunque la energía hidráulica se considera un recurso renovable, las presas construidas para proporcionar electricidad tienen un tiempo de vida limitado. Todos los ríos transportan sedimento en suspensión que empieza a depositarse detrás de la presa nada más construirse esta. Finalmente, el sedimento colmatará por completo el embalse. Esto tardará de 50 a 300 años, dependiendo de la cantidad de materia en suspensión transportada por el río. Un ejemplo es la enorme presa de Asuán, en Egipto, que se terminó en los años 60. Se estima que la mitad del embalse estará lleno de sedimentos del río Nilo en el 2025.

La disponibilidad de lugares apropiados es un factor importante que limita el desarrollo de centrales hidroeléctricas a gran escala. Un buen sitio debe proporcionar una altura significativa para la caída del agua y un caudal elevado. Existen presas hidroeléctricas en muchas partes de Estados Unidos, situándose la mayor concentración en el sureste y noroeste del Pacífico. Casi todos los lugares idóneos de Estados Unidos ya han sido explotados, limitando la expansión futura de la energía hidroeléctrica. Podría aumentarse la energía total producida por las centrales hidroeléctricas, pero la porción relativa proporcionada por esa fuente puede disminuir, porque otras fuentes de energía alternativa pueden incrementarse a un ritmo mayor.

En los últimos años ha empezado a utilizarse un tipo diferente de producción de energía hidroeléctrica. Denominado *sistema de almacenamiento de agua bombeada*, es en realidad un tipo de control de la energía. Durante las épocas en las que la demanda de electricidad es baja, la energía producida por fuentes no hidroeléctricas, que no es necesaria, se utiliza para bombear el agua de un embalse inferior a un área de almacenamiento situada a una mayor elevación. Luego, cuando la demanda de electricidad es grande, se dispone del agua almacenada en el embalse situado encima para impulsar las turbinas y producir electricidad que complementa el suministro de energía.

## Energía geotérmica

Se aprovecha la **energía geotérmica** explotando los depósitos subterráneos naturales de vapor y agua caliente. Estos últimos aparecen en lugares donde las temperaturas bajo la superficie son elevadas debido a la actividad



**FIGURA 23.15.** El lago Powell es una reserva que se creó cuando fue construida la presa Glen Canyon a lo largo del río Colorado. A medida que se libera el agua del depósito, esta impulsa las turbinas y se produce electricidad (Foto de Michael Collier).

volcánica relativamente reciente. Se utiliza la energía geotérmica de dos maneras: el vapor y el agua caliente se emplean para calentar y para generar electricidad.

Islandia es una gran isla volcánica que tiene actividad magmática en la actualidad (Figura 23.16). En la capital islandesa, Reykjavik, el vapor y el agua caliente son bombeados a los edificios de la ciudad para calentar los interiores. También calientan los invernaderos, donde crecen todo el año frutas y verduras. En Estados Unidos, diversos estados occidentales utilizan el agua caliente de origen geotérmico para calefacción.

En lo que se refiere a la producción geotérmica de electricidad, los italianos fueron los primeros en hacerlo en 1904, de manera que la idea no es nueva. A finales del siglo xx y principios del xxi, más de 250 plantas de energía geotérmica en 24 países producían más de 10.000 megavatios (millones de vatios). Estas plantas proporcionan energía a más de 60 millones de personas. En la Tabla 23.2 se enumeran los principales productores de energía geotérmica.

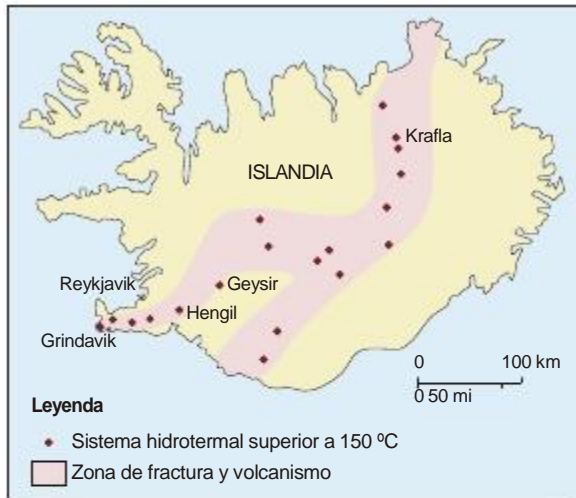
La primera central de energía geotérmica comercial de Estados Unidos se construyó en 1960, en The Geysers, al norte de San Francisco (Figura 23.17). The Geysers es todavía la mayor planta de energía geotérmica del mundo y genera unos 1.700 megavatios o casi el 60 por ciento de la energía geotérmica de Estados Unidos. Además de The Geysers, se está produciendo desarrollo

geotérmico en algunos otros lugares del oeste de Estados Unidos, entre ellos Nevada, Utah y el valle Imperial en el sur de California. La capacidad generadora de energía geotérmica de Estados Unidos, de más de 2.800 megavatios, es suficiente para suministrar electricidad a unos 3,5 millones de hogares. Esta es una cantidad

**Tabla 23.2.** Producción mundial de energía geotérmica, 2007

País productor	Megavatios
Estados Unidos	2.687
Filipinas	1.970
Indonesia	992
México	953
Italia	810
Japón	535
Nueva Zelanda	472
Islandia	421
El Salvador	204
Costa Rica	163
Países restantes	525
Total	9.732

Fuente: Geothermal Resources Council.



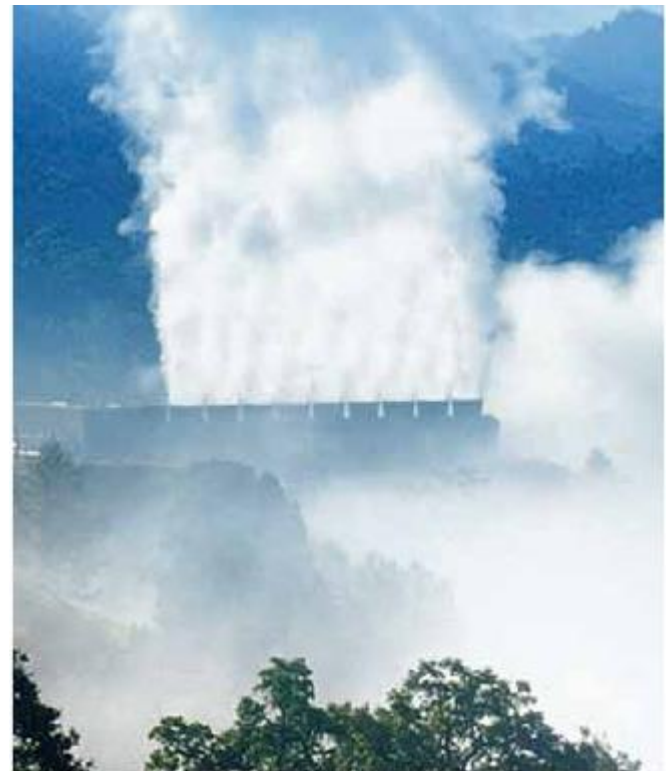
**FIGURA 23.16.** Islandia está a caballo de la dorsal Centroatlántica. Este borde de placa divergente es el centro de numerosos sistemas geotérmicos y volcánicos activos. Dado que todo el país está compuesto por rocas volcánicas geológicamente jóvenes, puede encontrarse agua caliente en casi cualquier agujero que se taladre en cualquier parte. Más del 45 por ciento de la energía islandesa procede de las fuentes geotérmicas. La foto muestra una estación eléctrica en el suroeste de Islandia. El vapor se emplea para generar electricidad. El agua caliente (83 °C) de la planta es enviada por medio de una tubería aislada a Reykjavik para calentar los interiores (Foto de Simon Fraser/Science Photo Library/Rhoto Researchers, Inc.).

de electricidad comparable a la combustión de unos 60 millones de barriles de petróleo cada año.

¿Qué factores geológicos favorecen un depósito geotérmico de valor comercial?

1. *Una fuente potente de calor*, como una gran cámara magmática lo suficientemente profunda como para asegurar una presión adecuada y un enfriamiento lento, pero no tan profunda que no pueda establecerse una circulación natural de agua. Esas cámaras magmáticas se encuentran con más probabilidad en regiones de actividad volcánica reciente.
2. *Depósitos grandes y porosos con canales conectados a la fuente de calor*, cerca de los cuales el agua puede circular y luego ser almacenada en el depósito.
3. *Una tapa con rocas de poca permeabilidad* que impida el flujo de agua y calor a la superficie. Un depósito profundo y bien aislado contiene almacenada mucha más energía que un depósito similar, pero no aislado.

Como ocurre con otros métodos alternativos de producción de energía, no cabe esperar que las fuentes geotérmicas cubran un elevado porcentaje de las necesidades energéticas crecientes del mundo. No obstante, en regiones donde pueda desarrollarse su potencial, no cabe duda de que su uso seguirá en aumento.



**FIGURA 23.17.** The Geysers, cerca de la ciudad de Santa Rosa en el norte de California, es el mayor lugar del mundo en desarrollo geotérmico productor de electricidad. La mayor parte de los pozos de vapor se encuentra a unos 3.000 m de profundidad (Foto cortesía de la Pacific Gas and Electric Company).

## PERFIL PROFESIONAL

Sally Benson. Especialista en clima y energía

Sally Benson ha pasado la mayor parte de su carrera profesional investigando soluciones para los problemas ambientales más acuciantes de nuestro tiempo. A mitad de los años 70, cuando era una joven científica en el Lawrence Berkeley National Laboratory, abordó la primera escasez de petróleo mediante la investigación de formas para poder utilizar el poder de la energía geotérmica.

Diez años después, la encontramos llena de barro en el Kesterton Reservoir en el Central Valley de California. La escorrentía de riego había provocado que el selenio del terreno local se acumulara en el agua, haciendo que los pájaros locales tuvieran crías con deformidades terribles. Los estudios de Benson hicieron que se diera cuenta de que los microbios que no dañan el ambiente podían ser herramientas para limpiar otros puntos con contaminación por metales tóxicos.

«La experiencia fue muy positiva debido a que estaba practicando ciencia de vanguardia a la vez que los legisladores tenían que tomar una decisión sobre cómo limpiar el lugar. Me hice una idea del impacto que puede tener la ciencia, y de cómo la investigación puede obtener resultados» dice Benson.

A mitad de los años 90, Benson dirigía toda la investigación sobre Ciencias de la Tierra en el laboratorio. «Hablé con mucha gente, leí mucho, y llegué a la conclusión de que el cambio climático era el tema más importante al que debía enfrentarse el mundo.» Benson organizó programas de investigación que desarrollaron modelos regionales del cambio climático para ayudar a los residentes a clarificar las sequías y los cambios en la temperatura, y estudió el ciclo del carbón de los océanos, entre otros proyectos.

En 2007, Benson fue nombrada directora del Proyecto sobre el clima y la energía



La profesora Sally Benson es la directora ejecutiva del *Global Climate and Energy Project* en de la Universidad de Stanford, un esfuerzo de 22 millones de dólares para desarrollar recursos energéticos que no da en el ambiente, especialmente recursos energéticos que liberen menos gases con efecto invernadero. La doctora Benson cuenta con unos antecedentes multidisciplinarios, con títulos en geología, ciencias de los materiales, e ingeniería de los minerales,

global (*Global Climate and Energy Project*) de la Universidad de Stanford, que busca el desarrollo de fuentes energéticas que liberen menos gases de invernadero. «La eficiencia energética en la iluminación, los sistemas de calefacción y enfriamiento, y los coches tiene todo el sentido del mundo. Pero al final, necesitamos hacer mucho más que eso. Si nuestra comprensión actual es correcta, necesitamos reducir las emisiones totales en un 80 por ciento de los niveles actuales» dice Benson.

Benson intuye muchas formas prometedoras para llegar a esa meta. Una es la energía renovable. «Los biocombustibles actuales no proporcionan muchas ventajas en cuanto a las emisiones de dióxido de carbono. Pero alternativas como la del etanol de celulosa (producir etanol a partir de fibras de plantas), con bajas emisiones en el proceso del cultivo y la obtención, son muy importantes» opina Benson.

Otra sería continuar utilizando algunos combustibles fósiles para el funcionamiento de las plantas energéticas y de barcos pero capturando los gases de efecto invernadero que emite. «Más de la mitad de la electricidad mundial se produce por la quema de carbón, un recurso abundante en muchos lugares. Necesitamos encontrar una forma de convertirlo en carbón neutral», dice Benson. Una manera de eliminar por completo dichas emisiones a la atmósfera sería inyectarlas en acuíferos en las profundidades de la Tierra. Ha estudiado cómo utilizar la tecnología desarrollada por la industria petrolífera y del gas para elegir lugares donde la roca ofrezca un buen sellado, inyectar el gas, y supervisar la zona por si hubiera escapes.

«Realizo un importante trabajo resolviendo problemas críticos, puedo trabajar en el exterior, realizar experimentos a escala y divertirme mientras lo hago. La interacción con mucha gente a la que le impactan estas cuestiones hace que las Ciencias de la Tierra sean muy gratificantes.»

---

**«Realizo un importante trabajo... y me divierto mientras lo hago»**

---

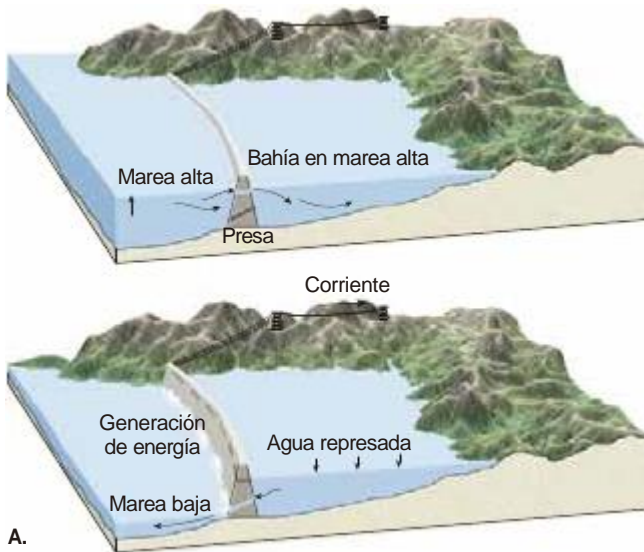
## Energía mareal

Se han propuesto varios métodos de producción de energía eléctrica a partir de los océanos, pero el potencial energético del océano sigue en gran medida sin explotar. El desarrollo de la energía mareal es el principal ejemplo de producción de energía a partir del océano.

Las mareas se han utilizado como una fuente de energía durante siglos. Empezando en el siglo XII, las turbinas hidráulicas impulsadas por las mareas se utilizaron para hacer funcionar los molinos harineros y los aserraderos. Durante los siglos XVII y XVIII, mucha de la harina de Boston se producía en un molino mareal. En

la actualidad, deben satisfacerse demandas de energía mucho mayores y deben emplearse formas más sofisticadas para utilizar la fuerza creada por la subida y la bajada perpetua del océano.

La energía mareal se aprovecha construyendo una presa a través de la boca de una bahía o un estuario en un área costera que tenga un gran intervalo mareal (Figura 23.18A). La estrecha apertura entre la bahía y el océano abierto aumenta las variaciones del nivel del agua que se producen cuando suben y bajan las mareas. El fuerte flujo de entrada y salida que se produce en ese lugar se utiliza luego para impulsar turbinas y generadores eléctricos.



A.



B.

**FIGURA 23.18.** A. Diagrama simplificado que muestra el principio de la presa mareal. La electricidad se genera solo cuando hay una diferencia agua-altura suficiente entre la bahía y el océano. B. Planta de energía mareal en Annapolis Royal, Nueva Escocia, en la Bahía de Fundy (Foto de James P. Blair/National Geographic Image Collection).

La central de energía mareal situada en la boca del río Rance, en Francia, es un ejemplo de la utilización de energía mareal. Con mucho, es la mayor construida hasta ahora. Esta central empezó a funcionar en 1966 y produce energía suficiente para satisfacer las necesidades de la Bretaña, además de contribuir también a las demandas de otras regiones. Cerca de Murmansk, en Rusia, y cerca de Taliang, en China, así como en la bahía de Fundy, en la provincia canadiense de Nueva Escocia, se han construido centrales experimentales mucho más pequeñas (Figura 23.18B).

No es posible aprovechar la energía mareal en la mayor parte de las costas del mundo. Si el intervalo

mareal es menor de 8 m o si no hay bahías estrechas y encerradas, el desarrollo de la energía mareal es antieconómico. Por esta razón, las mareas nunca satisfarán una porción muy elevada de nuestros requisitos en energía eléctrica, que son cada vez mayores. No obstante, puede merecer la pena intentar el desarrollo de energía mareal en sitios factibles, porque la electricidad producida por las mareas no consume combustibles agotables y no crea desechos nocivos.

## RECURSOS MINERALES

La corteza de la Tierra es fuente de una amplia variedad de sustancias útiles y esenciales. De hecho, prácticamente todos los productos manufacturados contienen sustancias derivadas de los minerales. En la Tabla 23.3 se enumeran algunos ejemplos importantes.

Los **recursos minerales** son el conjunto de minerales útiles disponibles comercialmente. Entre estos recursos se cuentan yacimientos ya identificados de los que pueden extraerse provechosamente minerales, denominándose **reservas**, así como depósitos conocidos que ya no son recuperables ni desde el punto de vista económico ni desde el tecnológico. Yacimientos que se supone que existen, pero todavía no se han descubierto, se consideran también recursos minerales. Además, se utiliza el término **mena** para indicar los minerales metálicos útiles que pueden extraerse, como beneficio, de las minas. En el uso habitual, el término *mena* se aplica también a algunos minerales no metálicos, como la fluorita y el azufre. Sin embargo, los materiales utilizados para propósitos como la piedra de construcción, áridos para las carreteras, abrasivos, cerámica y fertilizantes no suelen denominarse menas; en cambio, se clasifican como rocas y minerales industriales.

Recordemos que más del 98 por ciento de la corteza está compuesta solo por 8 elementos. Excepto por lo que se refiere al oxígeno y al silicio, todos los demás elementos constituyen una fracción relativamente pequeña de las rocas habituales de la corteza terrestre (véase Figura 3.27, pág. 108). De hecho, las concentraciones naturales de muchos elementos son extraordinariamente pequeñas. Un depósito que contenga el porcentaje medio de un elemento valioso tiene menos valor si el coste de extraerlo es mayor que el valor del material recuperado. Para que se le considere valioso, un elemento debe encontrarse en una concentración superior al nivel de su abundancia media en la corteza. En general, cuanto menos abundante sea en la corteza, mayor debe ser su concentración.

Por ejemplo, el cobre constituye alrededor del 0,0135 por ciento de la corteza. Sin embargo, para que un material sea considerado una mena de cobre, su concentración en ese elemento debe ser unas 50 veces esa

Tabla 23.3. Aparición de minerales metálicos

Metal	Menas principales	Aparición geológica
Aluminio	Bauxita	Producto residual de la meteorización
Cinc	Esfalerita	Yacimientos hidrotermales
Cobre	Calcopirita Bornita Calcosina	Yacimientos hidrotermales; metamorfismo de contacto; enriquecimiento por procesos de meteorización
Cromo	Cromita	Segregación magmática
Estaño	Casiterita	Yacimientos hidrotermales; depósitos de placeres
Hierro	Hematites Magnetita Limonita	Formaciones bandeadas sedimentarias; segregación magmática
Magnesio	Magnesita Dolomita	Yacimientos hidrotermales
Manganeso	Pirolusita	Producto residual de meteorización
Mercurio	Cinabrio	Yacimientos hidrotermales
Molibdeno	Molibdenita	Yacimientos hidrotermales
Níquel	Pentlandita	Segregación magmática
Oro	Oro nativo	Yacimientos hidrotermales; depósitos de placeres
Plata	Plata nativa Argentita	Yacimientos hidrotermales; enriquecimiento por procesos de meteorización
Platino	Platino nativo	Segregación magmática; yacimientos de placeres
Plomo	Galena	Yacimientos hidrotermales
Titanio	Ilmenita Rutilo	Segregación magmática; yacimientos de placeres
Uranio	Uranbitita (Petchblenda)	Pegmatitas; depósitos sedimentarios
Wolframio	Wolframita Scheelita	Pegmatitas; yacimientos de metamorfismo de contacto; depósitos de placeres

cantidad. El aluminio, por el contrario, representa el 8,13 por ciento de la corteza y debe presentarse a una concentración de solo unas 4 veces su porcentaje medio en la corteza para que su extracción resulte rentable.

Es importante darse cuenta de que la explotación de un yacimiento puede resultar lucrativa o perder su rentabilidad debido a cambios económicos. Si aumenta la demanda de un metal y los precios se elevan, el estado de un depósito previamente no lucrativo cambia, y se convierte en una mena. El estado de los depósitos no lucrativos puede cambiar también si un avance tecnológico permite la extracción del elemento útil a un coste menor que antes. Esto ocurrió en la mina de cobre

localizada en el cañón Bingham, Utah, la mayor mina a cielo abierto que hay sobre la Tierra (Recuadro 23.2). La minería se interrumpió aquí en 1985, porque el equipo obsoleto había elevado el coste de extracción del cobre por encima del precio de venta. Los propietarios respondieron sustituyendo un ferrocarril anticuado de 1.000 coches por cintas transportadoras y tuberías para transportar la mena y los productos de desecho. Esos dispositivos permitieron una reducción del coste de casi un 30 por ciento y consiguieron que el funcionamiento de la mina volviera a ser rentable.

A lo largo de los años, los geólogos han intentado saber cómo los procesos naturales producen concentraciones localizadas de minerales metálicos necesarios. Un hecho bien establecido es que la aparición de recursos minerales valiosos está estrechamente relacionada con el ciclo de las rocas. Es decir, los mecanismos que generan rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, entre ellos los procesos de meteorización y erosión, desempeñan un papel importante en la concentración de elementos útiles. Además, con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas, los geólogos añadieron aún otra herramienta para entender los procesos por medio de los cuales una roca se transforma en otra.

## RECURSOS MINERALES Y PROCESOS IGNEOS

Algunas de las acumulaciones más importantes de metales, como el oro, la plata, el cobre, el mercurio, el plomo, el platino y el níquel, son originadas por procesos ígneos (véase Tabla 23.3). Estos recursos minerales, como la mayoría, son consecuencia de procesos que concentran los elementos deseables en cantidades que hacen económicamente factible su extracción.

### Segregación magmática

Los procesos ígneos que generan algunos de esos yacimientos de metales son bastante evidentes. Por ejemplo, a medida que un gran cuerpo magmático se enfría, los minerales densos, que cristalizan primero, tienden a depositarse en la parte inferior de la cámara magmática. Este tipo de segregación magmática es particularmente activa en los grandes magmas basálticos en los cuales a veces se generan cromita (mena de cromo), magnetita y platino. Capas de cromita, intercalada con otros minerales densos, se obtienen en depósitos de este tipo en el complejo Stillwater de Montana. Otro ejemplo es el complejo Bushveld, de Sudáfrica, que contiene más del 70 por ciento de las reservas de platino conocidas del mundo.

La segregación magmática es también importante en las últimas etapas del proceso magmático. Esto es

## EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Bingham Canyon, Utah: la mayor mina a cielo abierto

RECUADRO 23.2

En la fotografía, una montaña se elevaba donde ahora hay una enorme fosa (Figura 23.C). Se trata de la mina a cielo abierto más grande del mundo, la mina de cobre de Bingham Canyon, a unos 40 km al suroeste de Salt Lake City, Utah. El borde mide casi 4 km de diámetro y cubre casi 8 km cuadrados. Su profundidad es de 900 m. Si se construyera una torre de acero en el fondo, ¡tendría que ser cinco veces más alta que la torre Eiffel para alcanzar el borde superior de la fosa!

Empezó a finales del siglo XIX como una mina subterránea para filones de plata y plomo. Más tarde se descubrió cobre. Se encuentran depósitos similares en varios puntos del suroeste norteamericano y en un cinturón que se extiende desde el sur de Alaska hasta el norte de Chile.

Como en otros puntos de este cinturón, la mena de Canyon Bingham está diseminada por las rocas ígneas *porfídicas* de ahí que se denominen *depósitos de cobre porfídico*. El depósito se formó después de la intrusión del magma a profundidades someras. La posterior rotura creó fracturas extensas en las que penetraron disoluciones hidrotermales a partir de las cuales las menas precipitaron.

Aunque el porcentaje de cobre en la roca es pequeño, el volumen total de cobre es enorme. Desde que empezaron las operaciones a cielo abierto en 1906, se han retirado unos 5.000 millones de toneladas de material, que representan más de 12 millones de toneladas de cobre. También se han extraído cantidades significativas de oro, plata y molibdeno.

En la actualidad, la mena está lejos de agotarse. Durante los próximos 25 años, los



**FIGURA 23.C.** Vista aérea de la mina de cobre de Bingham Canyon cerca de Salt Lake City, Utah. Esta enorme mina a cielo abierto tiene unos 4 km de diámetro y 900 m de profundidad. Aunque la cantidad de cobre en la roca es menor a un 1 por ciento, los grandes volúmenes de material que se extraen y se procesan a diario (unas 200.000 toneladas) suponen cantidades de metal significativas (Foto de Michael Collier).

planes prevén la extracción y el procesamiento de 3.000 millones de toneladas adicionales de material. Esta excavación artificial, la mayor, ha generado la mayoría de la producción mineral de Utah durante más de 80 años y se ha denominado el «agujero más rico de la Tierra».

Como muchas minas antiguas, la mina Bingham no estuvo regulada durante la mayor parte de su historia. El desarrollo tuvo

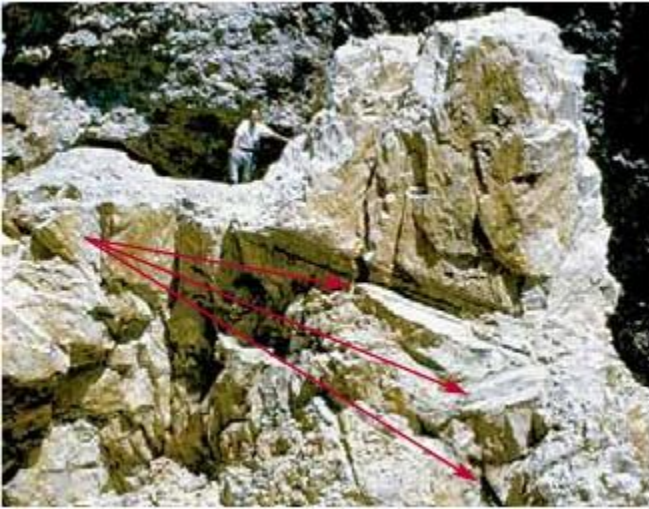
lugar antes de que se tuviera la conciencia actual de los impactos ambientales de la actividad minera y antes de la eficaz legislación ambiental. En la actualidad, los problemas de contaminación de las aguas subterráneas y superficiales, la contaminación del aire, los residuos sólidos y peligrosos, y la mejora del suelo están recibiendo en Bingham Canyon la atención que merecían hace mucho tiempo.

particularmente cierto para los magmas graníticos, en los cuales el fundido residual puede enriquecerse en elementos raros y metales pesados. Más tarde, dado que el agua y otras sustancias volátiles no cristalizan junto con la masa del cuerpo magmático, esos fluidos constituyen un elevado porcentaje del fundido durante la fase final de solidificación. La cristalización en un ambiente rico en fluidos, donde se intensifica la migración iónica, produce la formación de cristales de varios centímetros o incluso de unos pocos metros de longitud. Las rocas resultantes, denominadas **pegmatitas**, están compuestas por estos cristales inusualmente grandes (véase Figura 4.9, pág. 133).

La mayoría de las pegmatitas son de composición granítica y consisten en cristales grandes de cuarzo,

feldespato y moscovita. El feldespato se utiliza en la producción de cerámica y la moscovita para el aislamiento eléctrico. Además, las pegmatitas contienen, a menudo, algunos de los elementos menos abundantes. Por tanto, además de los silicatos comunes, algunas pegmatitas contienen gemas semipreciosas, como el berilo, el topacio y la turmalina. Además, a menudo se encuentran minerales que contienen los elementos litio, cesio, uranio y las tierras raras (Figura 23.19)<sup>6</sup>. La mayoría de

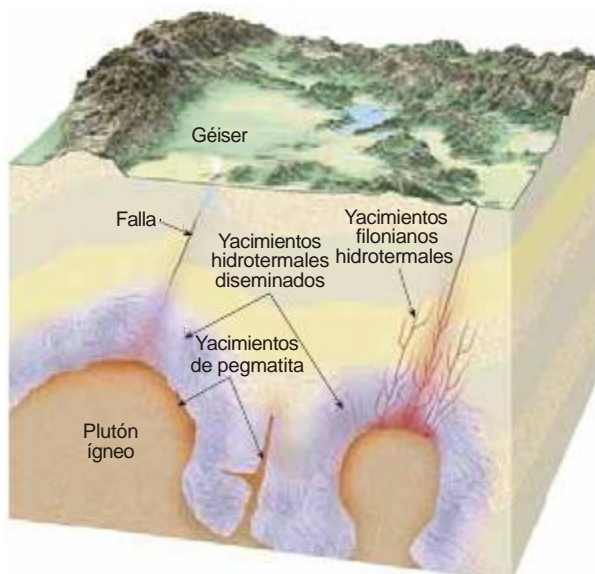
<sup>6</sup> Las tierras raras son un grupo de 15 elementos (números atómicos comprendidos entre el 57 y el 71) que poseen propiedades semejantes. Son catalizadores útiles para el refinado del petróleo y se utilizan para mejorar la retención del color en los tubos de imagen de la televisión.



**FIGURA 23.19.** Esta pegmatita en las Black Hills de Dakota del Sur fue objeto de extracción por sus grandes cristales de espodumena, una importante fuente de litio. Las flechas están apuntando a las huellas que dejaron los cristales. Nótese la persona en el centro superior de la foto como escala (Foto de James G. Kirchner).

las pegmatitas está localizada dentro de grandes masas ígneas o en forma de diques o venas que cortan la roca de caja que rodea la cámara magmática (Figura 23.20).

Los magmas no producen pegmatitas en todas las etapas de evolución; ni tampoco todos los magmas tienen una composición granítica. Antes bien, algunos magmas se enriquecen en hierro o, a veces, en cobre. Por ejemplo, en Kiruna, Suecia, el magma compuesto por más del 60 por ciento de magnetita solidificó para producir uno de los depósitos de hierro más grandes del mundo.



**FIGURA 23.20.** Ilustración que representa la relación entre un cuerpo ígneo y los yacimientos hidrotermales y de pegmatita asociados.

## Diamantes

Otro mineral importante desde el punto de vista económico y con origen ígneo es el diamante. Aunque mejor conocidos como gemas, los diamantes se utilizan mucho como abrasivos. Los diamantes se originan a profundidades de casi 200 km, donde la presión confinante es lo bastante grande como para generar esta forma de alta presión del carbono. Una vez cristalizados, son transportados hacia arriba a través de conductos denominados diatremas cuyo diámetro aumenta hacia la superficie. En las diatremas diamantíferas, casi todas ellas contienen cristales de diamante que están diseminados en una roca ultramáfica denominada *kimberlita*. Las diatremas de kimberlita más productivas se encuentran en Sudáfrica. La única fuente equivalente de diamantes de Estados Unidos está localizada cerca de Murfreesboro, Arkansas; pero este depósito está agotado y en la actualidad se utiliza únicamente como atracción turística.

## Disoluciones hidrotermales

Entre los yacimientos de menas mejor conocidos y más importantes se encuentran los generados por las **disoluciones hidrotermales (agua caliente)**. Incluidos en este grupo se encuentran los depósitos de oro de la mina Homestake, en Dakota del Sur; las menas de plomo, cinc y plata cerca de Coeur d'Alene, Idaho; los depósitos de plata de Comstock Lode, en Nevada, y las menas de cobre de la península de Keweenaw, en Michigan (Figura 23.21).

La mayoría de los yacimientos hidrotermales se origina a partir de fluidos calientes ricos en metales que



**FIGURA 23.21.** El cobre nativo de la península Keweenaw, al norte de Michigan, es un ejemplo excelente de yacimiento hidrotermal. Hubo una época en que esta área constituyó una importante fuente de cobre, pero en la actualidad está muy agotada (Foto de E. J. Tarbuck).



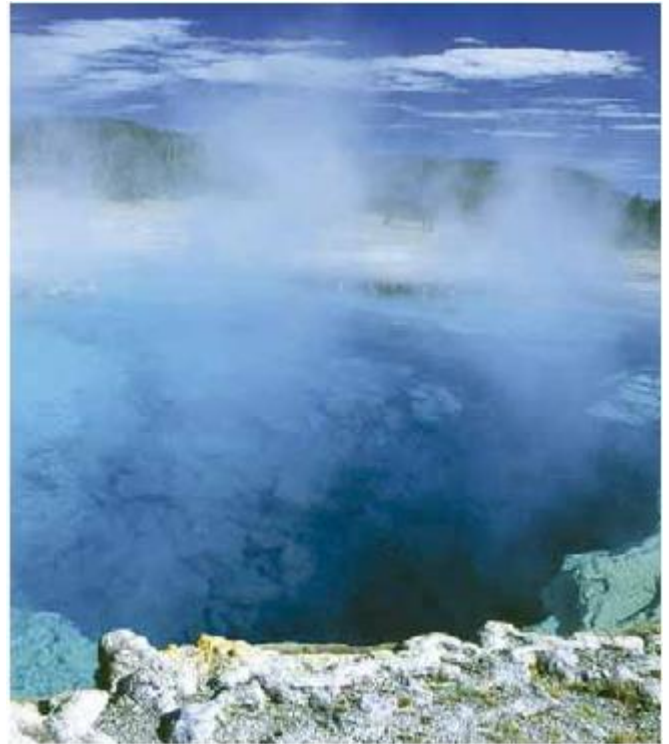
son restos de procesos magmáticos en estadios tardíos. Durante la solidificación, se acumulan líquidos, más diversos iones metálicos, cerca de la parte superior de la cámara magmática. Debido a su movilidad, estas disoluciones ricas en iones pueden migrar grandes distancias a través de las rocas circundantes antes de ser finalmente metales (Figura 23.22). Algunos de estos fluidos se mueven a lo largo de aberturas, como fracturas o planos de estratificación, donde se enfrían y precipitan las menas metálicas para producir **yacimientos filonianos**. La mayoría de los depósitos rentables de oro, plata y mercurio se producen como yacimientos filonianos hidrotermales.

Otro tipo importante de acumulación generada por la actividad hidrotermal se denomina **yacimientos diseminados**. En vez de concentrarse en venas estrechas y diques, estas menas se distribuyen en forma de pequeñas acumulaciones dispersas en la masa rocosa. La mayor parte del cobre mundial se extrae a partir de depósitos diseminados, entre ellos los situados en Chuquibambilla, Chile, y la enorme mina de cobre Bingham Canyon, en Utah (véase Recuadro 23.2). Dado que esas acumulaciones contienen solo del 0,4 al 0,8 por ciento de cobre, deben extraerse entre 125 y 250 kg para conseguir un kilogramo de metal recuperado. El impacto ambiental de esas grandes excavaciones, incluido el problema de la eliminación de los residuos, es significativo.

Algunos depósitos hidrotermales se han generado por la circulación de aguas subterráneas en regiones donde el magma estaba emplazado cerca de la superficie. El área del Parque Nacional Yellowstone es un ejemplo moderno de una situación de este tipo (Figura 23.23). Cuando el agua subterránea invade una zona de actividad ígnea reciente, su temperatura aumenta, intensificando en gran medida su capacidad para disolver minerales. Esas aguas calientes migratorias extraen los iones metálicos de las rocas ígneas intrusivas y los transportan hacia arriba donde pueden depositarse como un



**FIGURA 23.22.** Gneis entrelazado con vetas de cuarzo en Diablo Lake Overlook, Parque Nacional de North Cascades, Washington (Foto de James E. Patterson).

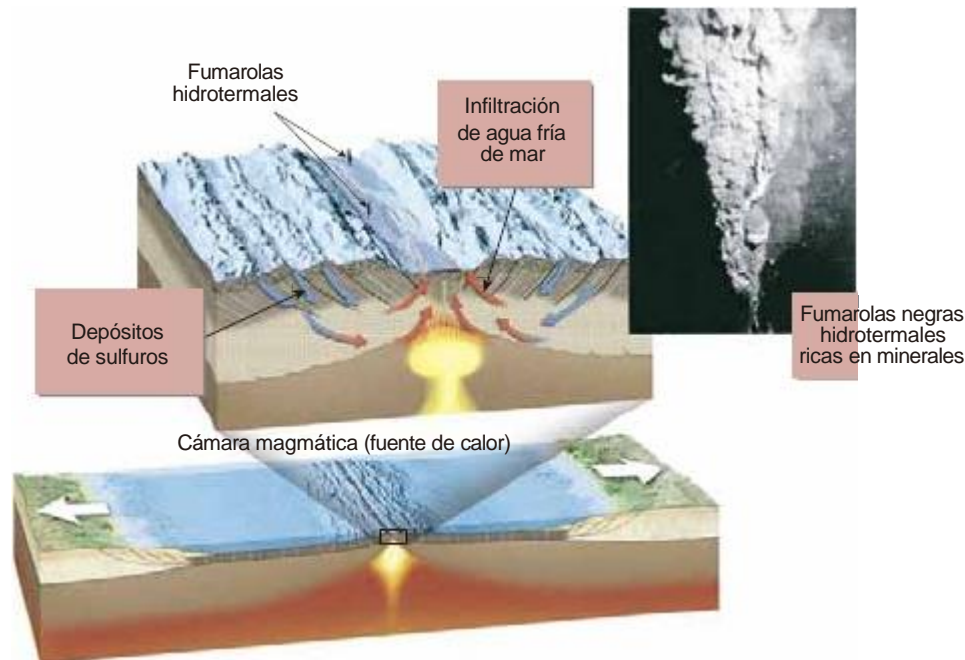


**FIGURA 23.23.** Algunos yacimientos hidrotermales se forman debido a la circulación del agua subterránea caliente en zonas donde el magma es cercano a la superficie, como en el Parque Nacional Yellowstone (Foto de Rob Tilley/www.DanitaDelimont).

cuerpo de mena. Dependiendo de las condiciones, las acumulaciones resultantes pueden aparecer como yacimientos filonianos, yacimientos diseminados o, en los lugares donde las disoluciones hidrotermales alcanzan la superficie en forma de géiseres o manantiales calientes, como depósitos superficiales.

Con el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas resulta claro que algunos yacimientos hidrotermales se originaron a lo largo de antiguas dorsales oceánicas. Un ejemplo bien conocido se encuentra en la isla de Chipre, donde se ha estado extrayendo cobre en minas durante más de 4.000 años. Aparentemente esos depósitos representan menas que se formaron en un centro de expansión de un antiguo fondo oceánico.

Desde mediados de los años setenta, se han detectado depósitos de sulfuros ricos en metales y fuentes termales en diversos lugares, incluidas áreas de estudio situadas a lo largo de la elevación del Pacífico oeste y la dorsal de Juan de Fuca. Los depósitos se están formando allí donde el agua marina caliente, rica en metales y azufre disueltos, brota del fondo del océano en forma de nubes llenas de partículas denominadas *fumarolas negras hidrotermales*. Como se muestra en la Figura 23.24, el agua del mar se infiltra en la corteza oceánica caliente a lo largo de los flancos de la dorsal. Conforme el agua atraviesa el material recién formado,



**FIGURA 23.24.** Pueden producirse depósitos de sulfuros masivos como consecuencia de la circulación del agua de mar a través de la corteza oceánica a lo largo de centros de expansión activos. A medida que el agua del mar se infiltra en la corteza basáltica caliente, lixiviana azufre, hierro, cobre y otros metales. El fluido enriquecido y caliente vuelve al fondo del mar cerca del eje de la dorsal a lo largo de las fallas y las fracturas. Algunos sulfuros metálicos pueden precipitar en esos canales a medida que el fluido ascendente empieza a enfriarse. Cuando el líquido caliente emerge del fondo del océano y se mezcla con el agua fría del mar, los sulfuros precipitan para formar depósitos masivos. La foto muestra una vista aumentada de una fumarola negra escupiendo agua marina caliente y rica de minerales a lo largo de la elevación del Pacífico este (Foto de Robert Ballard, Woods Hole Oceanographic Institution).

se calienta y reacciona químicamente con el basalto, extrayendo y transportando azufre, hierro, cobre y otros metales. Cerca del eje de la dorsal, el fluido caliente rico en metales se eleva a lo largo de las fallas. Tras alcanzar el fondo del océano, el líquido arrojado se mezcla con el agua fría del mar y los sulfuros precipitan para formar depósitos de sulfuros masivos.

## RECURSOS MINERALES Y PROCESOS METAMÓRFICOS

El papel del metamorfismo en la formación de yacimientos minerales suele ligarse a los procesos ígneos. Por ejemplo, muchos de los depósitos de menas metamórficas más importantes se producen mediante metamorfismo de contacto. La roca de caja es recristalizada y alterada químicamente por el calor, la presión y las disoluciones hidrotermales que emanan de un cuerpo ígneo en intrusión. El grado de alteración de la roca de caja depende de su naturaleza así como de la masa ígnea que haga intrusión.

Algunos materiales resistentes, como las areniscas ricas en cuarzo, pueden mostrar muy poca alteración, mientras que otros, entre ellos las calizas, pueden exhibir los efectos del metamorfismo durante varios

kilómetros desde el plutón ígneo. A medida que los fluidos calientes ricos en iones atraviesan la caliza, tienen lugar reacciones químicas que producen minerales útiles, como el granate y el corindón. Además, esas reacciones liberan dióxido de carbono, que facilita en gran medida la migración ascendente de los iones metálicos. Por tanto, extensas aureolas de depósitos ricos en metales, frecuentemente, rodean los plutones ígneos que han invadido los estratos de caliza.

Los minerales metálicos más comunes asociados con el metamorfismo de contacto son la esfalerita (cinc), la galena (plomo), la calcopirita (cobre), la magnetita (hierro) y la bornita (cobre). Los depósitos de menas hidrotermales pueden estar diseminados a lo largo de la zona alterada o existir como masas concentradas localizadas cerca del cuerpo intrusivo o en la periferia de la zona metamórfica.

El metamorfismo regional puede generar también depósitos minerales útiles. Recordemos que, en los bordes de placa convergentes, la corteza oceánica, junto con los sedimentos que se han acumulado en los márgenes continentales, son transportados a grandes profundidades. En estos ambientes de alta temperatura y presión se alteran la mineralogía y la textura de los materiales subducidos, originando depósitos de minerales no metálicos como el talco y el grafito.

## METEORIZACIÓN Y YACIMIENTOS MINERALES

La meteorización crea muchos depósitos minerales importantes concentrando cantidades pequeñas de metales, que están dispersos a través de la roca no meteorizada, en cantidades económicamente valiosas. Dicha transformación se denomina a menudo **enriquecimiento secundario** y tiene lugar de dos formas. En una situación, la meteorización química asociada con las aguas de percolación descendente, elimina los materiales indeseables de la roca en descomposición, dejando los elementos deseables enriquecidos en la zona superior del suelo. La otra forma es básicamente la opuesta de la primera. Es decir, los elementos deseables que se encuentran en bajo contenido cerca de la superficie son extraídos y transportados a zonas inferiores, donde se concentran.

### Bauxita

La formación de *bauxita*, la mena principal de aluminio, es un ejemplo importante de una mena creada como consecuencia de enriquecimiento mediante procesos de meteorización (Figura 23.25). Aunque el aluminio es el tercer elemento más abundante sobre la corteza terrestre, no es común encontrar concentraciones económicamente valiosas de este importante metal, porque la mayor parte del aluminio aparece en los silicatos de los que es extremadamente difícil extraer.

La bauxita se forma en los climas tropicales lluviosos, en asociación con las lateritas. (De hecho, a veces se hace referencia a la bauxita como la laterita de aluminio.)



**FIGURA 23.25.** La bauxita es la mena de aluminio y se forma como consecuencia de procesos de meteorización bajo condiciones tropicales. Su color oscila entre el rojo o el marrón y el casi blanco (Foto de E. J. Tarbuck).

Cuando la roca madre rica en aluminio se ve sometida a la meteorización química intensa y prolongada de los trópicos, la mayor parte de los elementos comunes, entre ellos el calcio, el sodio y el silicio, son eliminados por lixiviación. Dado que el aluminio es extremadamente insoluble, se concentra en el suelo como bauxita, óxidos de aluminio hidratados. Por tanto, la formación de bauxita depende tanto de las condiciones climáticas, en las que la meteorización química y la lixiviación son intensas, como de la presencia de una roca madre rica en aluminio. También en suelos lateríticos se encuentran depósitos importantes de níquel y cobalto que se desarrollan a partir de rocas ígneas ricas en silicatos ferromagnesianos.

### Otros yacimientos

Muchos yacimientos de cobre y plata se originan cuando los procesos de meteorización concentran los metales que están depositados a través de una mena primaria de bajo grado. Normalmente, dicho enriquecimiento se produce en depósitos que contienen pirita ( $\text{FeS}_2$ ), el sulfuro más común y generalizado. La pirita es importante porque, cuando es meteorizada químicamente, forma ácido sulfúrico, que permite la disolución de los metales de la mena por las aguas de percolación. Una vez disueltos, los metales migran gradualmente hacia abajo a través de la mena primaria hasta que precipitan. El depósito tiene lugar debido a los cambios químicos que se producen en la disolución cuando alcanza la zona de aguas subterráneas (zona debajo de la superficie donde todos los espacios porosos están ocupados por agua). De esta manera, el pequeño porcentaje de metal disperso puede eliminarse de un gran volumen de roca y volver a depositarse en forma de una mena de grado más alto en un volumen de roca menor.

Este proceso de enriquecimiento es responsable del éxito económico de muchos depósitos de cobre, entre ellos uno localizado en Miami, Arizona. Aquí la mena aumentó su valor desde menos de un 1 por ciento de contenido en cobre, en el depósito primario, hasta un 5 por ciento en algunas zonas localizadas de enriquecimiento. Cuando la pirita experimenta meteorización (se oxida) cerca de la superficie, quedan restos de óxido de hierro. La presencia de esas masas herrumbrosas en la superficie indica la posibilidad de que haya una mena enriquecida debajo, y esto representa una evidencia visual para los prospectores.

## YACIMIENTOS DE PLACERES

La selección origina normalmente que granos de tamaño similar se depositen juntos. Sin embargo, también se produce selección en función del peso específico de las

partículas. Este último tipo de selección es el responsable de la creación de los **yacimientos de placeres**, que son depósitos formados cuando los minerales pesados son concentrados mecánicamente por las corrientes. Los depósitos de placeres asociados con corrientes de agua se cuentan entre los más comunes y mejor conocidos, pero la acción selectiva de las olas también puede crear depósitos de placeres a lo largo de la costa. Estos yacimientos contienen normalmente minerales que no son solo pesados, sino que también son duraderos (para resistir la destrucción física durante el transporte) y resistentes desde el punto de vista químico (para soportar los procesos de meteorización). Los placeres se forman porque los minerales pesados se depositan rápidamente desde una corriente, mientras que las partículas menos densas permanecen en suspensión y son transportadas. Entre los lugares habituales de acumulación se cuentan las barras de meandro, en los interiores de los meandros, así como las grietas, las depresiones y otras irregularidades en los cauces de los ríos.

Existen muchos yacimientos de placeres económicamente importantes; los más conocidos son las acumulaciones de oro. De hecho, fueron los depósitos de placeres descubiertos en 1848 los que indujeron la famosa fiebre del oro californiana. Años después, depósitos similares crearon otra fiebre en Alaska (Figura 23.26). La búsqueda de oro lavando la arena y la grava en una cazuela plana para concentrar el fino «polvo» en el fondo fue el método habitual utilizado por los primeros prospectores para recuperar el metal precioso, siendo un proceso similar al que creó los depósitos de placeres.

Además del oro, otros minerales pesados y resistentes forman yacimientos de placeres. Entre ellos se

### A veces los alumnos preguntan...

¿Qué tamaño tenía la mayor pepita de oro jamás descubierta?

La mayor pepita de oro jamás descubierta fue la pepita Welcome Stranger, encontrada en 1869 tres centímetros bajo la superficie entre las raíces de un árbol Corteza fibrosa (Stringybark) en la región minera de extracción de oro de Victoria, Australia. Pesaba 95 kilogramos. La mayor pepita de oro que se sabe que todavía existe en la actualidad es la pepita Hand of Faith, que se encontró en 1980 cerca de Kingower, Victoria, Australia. Se encontró con un detector de metales y pesa 27,2 kg. Vendida en 1982, se exhibe ahora en el casino Golden Nugget de Las Vegas, Nevada.

cuentan el platino, los diamantes y el estaño. Los Urales contienen depósitos de placeres ricos en platino, y son fuentes importantes de diamantes en Sudáfrica. Porciones importantes del suministro mundial de casiterita, la mena principal de estaño, se han obtenido a partir de depósitos de placeres en Malasia e Indonesia. La casiterita suele estar diseminada en rocas ígneas graníticas. En este estado, el mineral no está lo bastante concentrado como para ser extraído rentablemente. Sin embargo, a medida que se disuelve y se desintegra la roca que la encierra, quedan libres los granos de casiterita, pesados y resistentes. Por último, las partículas liberadas alcanzan una corriente de agua donde crean depósitos de placeres estando significativamente más concentrados que en el depósito original. Circunstancias y acontecimientos similares son comunes para muchos minerales que se obtienen de yacimientos de placeres.



A.



B.

**FIGURA 23.26.** A. Lo que produjo la fiebre del oro en 1848 en California fueron los yacimientos de placeres. En esta foto un buscador en 1850 batea, separando la arena y el barro de las pepitas de oro (Foto cortesía del Seaver Center for Western History Research, Los Angeles County Museum of Natural History). B. Esta imagen histórica de 1915 muestra una gran dragadora extrayendo oro de un yacimiento de placeres en el río Klondike (Foto de la Library of Congress).

En algunos casos, si puede localizarse la roca madre de un yacimiento de tipo placer, también puede convertirse en una mena importante. Siguiendo los yacimientos de placeres corriente arriba, a veces pueden localizarse los yacimientos originales. Así fue como se encontraron los filones de oro del Mother Lode en el batolito de la Sierra Nevada de California, así como las famosas minas de diamantes Kimberly de Sudáfrica. Los yacimientos de placeres se descubrieron primero; su fuente algo más tarde.

## RECURSOS MINERALES NO METÁLICOS

Los materiales de la Tierra que no se utilizan como combustibles ni se procesan debido a los metales que contienen se suelen denominar **recursos minerales no metálicos**. Nótese que el uso de la palabra «mineral» es muy amplio en este contexto económico, y es bastante diferente de la definición geológica estricta de mineral estudiada en el Capítulo 3. Los recursos minerales no metálicos se extraen y se procesan por los elementos no metálicos que contienen o por las propiedades químicas y físicas que poseen.

A menudo, no nos damos cuenta de la importancia de los minerales no metálicos, porque se consideran solo los productos que resultaron de su utilización y no los minerales en sí mismos. Es decir, muchos minerales no metálicos se utilizan en el proceso de creación de otros productos. Son ejemplos la fluorita y la caliza, que forman parte del proceso de fabricación del acero, los abrasivos necesarios para fabricar una pieza de maquinaria y los fertilizantes necesarios para el crecimiento de una cosecha (Tabla 23.4).

Las cantidades de minerales no metálicos utilizados cada año son enormes. Un vistazo a la Figura 23.2 nos recuerda que el consumo *per capita* de recursos no combustibles en Estados Unidos constituye un total de cerca de 11 toneladas, de las cuales alrededor del 94 por ciento son no metálicos. Los recursos minerales no metálicos se dividen normalmente en dos amplios grupos: *materiales de construcción* y *minerales industriales*. Dado que algunas sustancias tienen muchos usos diferentes, se encuentran en las dos categorías. La caliza, quizá la roca más versátil y utilizada de todas, es el mejor ejemplo. Como material de construcción, se utiliza no solo como material aglomerante, cal, piedra de construcción, sino también para fabricar el cemento. Además, como mineral industrial, la caliza es un ingrediente en la fabricación del acero y se utiliza en la agricultura para neutralizar los suelos.

**Tabla 23.4.** Lugares donde aparecen y usos de los minerales no metálicos

Mineral	Usos	Lugares de aparición
Apatito	Fertilizantes fosfatados	Depósitos sedimentarios
Asbestos	Fibras incombustibles	Alteración metamórfica
Azufre	Productos químicos; fabricación de fertilizantes	Depósitos sedimentarios; yacimientos hidrotermales
Calcita	Agregados; fabricación del acero; acondicionamiento del suelo; productos químicos; cemento; piedra de construcción	Depósitos sedimentarios
Corindón	Gemas; abrasivos	Yacimientos metamórficos
Cuarzo	Ingrediente principal del vidrio	Intrusiones ígneas; depósitos sedimentarios
Diamante	Gemas; abrasivos	Diatremas de kimberlita; depósitos de placeres
Fluorita	Fabricación de acero; purificación del aluminio; vidrio; productos químicos	Yacimientos hidrotermales
Grafito	Mina de los lápices; lubricantes; refractarios	Yacimientos metamórficos
Granate	Abrasivos; gemas	Yacimientos metamórficos
Halita	Sal de mesa; productos químicos; control del hielo	Depósitos de evaporitas; domos de sal
Minerales de la arcilla	Cerámica; porcelana	Producto residual de la meteorización
Muscovita	Aislante en aplicaciones eléctricas	Pegmatitas
Silvina	Fertilizantes de potasio	Depósitos de evaporitas
Talco	Polvo utilizado en las pinturas, los cosméticos, etc.	Yacimientos metamórficos
Yeso	Yeso blanco	Depósitos de evaporitas

## Materiales de construcción

Los áridos naturales son en roca triturada, arena y grava. Desde el punto de vista de la cantidad y de su valor, los áridos son un material de construcción muy importante. Estados Unidos produce casi 2.000 millones de toneladas de áridos por año, lo que representa alrededor de la mitad del volumen minero no energético total del país. Se produce comercialmente en todos los estados y se utiliza casi en todo tipo de construcción de edificios y en la mayoría de los proyectos de obras públicas (Figura 23.27).

Además de los áridos, otros importantes materiales de construcción son el yeso para argamasa y recubrimiento de paredes, la arcilla para los ladrillos y las tejas, y el cemento, que está hecho de caliza y lutita. El cemento y los áridos conforman el hormigón, un material que es esencial prácticamente para todo tipo de construcciones. Los áridos proporcionan al hormigón su resistencia y su volumen, y el cemento une la mezcla dando una sustancia similar a una roca dura. Tan solo 2 km de autopista precisan más de 85 toneladas de áridos. A una menor escala, se necesitan 90 toneladas de áridos simplemente para construir una casa media de 6 habitaciones.

Dado que la mayoría de los materiales de construcción están ampliamente distribuidos y presentes en cantidades casi ilimitadas, tienen poco valor intrínseco. Su

valor económico surge solo después de que los materiales han sido extraídos del terreno y procesados. Dado que su valor por tonelada, en comparación con los metales y los minerales industriales, es bajo, las operaciones de minería y excavación se realizan normalmente para satisfacer las necesidades locales. Excepto para los tipos especiales de rocas ornamentales utilizadas para los edificios y los monumentos, los costes de transporte limitan en gran medida la distancia a que pueden moverse los materiales de construcción.

## Minerales industriales

Muchos recursos no metálicos se clasifican como minerales industriales. En algunos casos, estos materiales son importantes, porque son fuente de elementos químicos o compuestos específicos. Dichos minerales se utilizan en la fabricación de productos químicos y en la producción de fertilizantes. En otros casos, su importancia está relacionada con las propiedades físicas que muestran. Son ejemplos minerales el corindón y el granate, que se utilizan como abrasivos. Aunque los suministros son cuantiosos, la mayoría de los minerales industriales no son tan abundantes como los materiales de construcción. Además, la extensión y la distribución de los depósitos están mucho más restringidas. Como consecuencia, muchos de esos recursos no metálicos deben transportarse a distancias considerables, que, por



**FIGURA 23.27.** Para el hormigón se utiliza principalmente cemento y arena y grava en la industria de la construcción, para edificios residenciales y comerciales, puentes y aeropuertos y para la construcción de autopistas, junto con las mezclas asfálticas (Foto de Robert Ginn/PhotoEdit).

supuesto, incrementan su coste. A diferencia de la mayoría de los materiales de construcción, que necesitan un mínimo de tratamiento antes de estar listos para usarse, muchos minerales industriales precisan un considerable procesamiento para extraer la sustancia deseada en el grado de pureza adecuado necesario para su utilización final.

### Fertilizantes

El crecimiento de la población mundial, que ha llegado a los 7.000 millones, exige que la producción de cosechas alimentarias básicas siga aumentando. Por tanto, los fertilizantes, sobre todo los compuestos de nitrato, fosfato y potasio, son extremadamente importantes para la agricultura. La industria de nitratos sintéticos, que deriva del nitrógeno atmosférico, es la fuente de prácticamente todos los fertilizantes nitrogenados del mundo. La fuente principal de fósforo y de potasio, sin embargo, sigue siendo la corteza terrestre. El mineral apatita es la fuente primaria de fosfatos. En Estados Unidos, la mayor producción procede de los depósitos sedimentarios marinos de Florida y Carolina del Norte (Figura 23.28). Aunque el potasio es un elemento abundante en muchos minerales, las principales fuentes comerciales son los depósitos de evaporitas que contienen el mineral silvina. En Estados Unidos, los depósitos que hay cerca de Carlsbad, Nuevo México, han sido especialmente importantes. La fotografía que abre el capítulo muestra una operación de minería en el Sur de Utah en la que se produce potasio (llamado comúnmente potasa).



**FIGURA 23.28.** Gran mina de fosfatos de fosa abierta en Florida. El mineral apatita, portador de fósforo, es un fosfato de calcio asociado con los huesos y los dientes. Los peces y otros organismos marinos extraen fosfato del agua marina y forman apatita. Estos depósitos sedimentarios están asociados con el fondo de un mar somero (Foto de C. Davidson/Comstock).

### Azufre

Debido a sus diversos usos, el azufre es un importante recurso no metálico. De hecho, la cantidad de azufre utilizada se considera un índice del nivel de industrialización de un país. Más del 80 por ciento se utiliza para la producción de ácido sulfúrico. Aunque su uso principal es la fabricación de fosfatos para fertilizantes, el ácido sulfúrico tiene además un sinfín de otras aplicaciones. Entre sus fuentes se cuentan los depósitos de azufre nativo asociados con domos de sal y áreas volcánicas, así como los sulfuros de hierro, como la pirita. En los últimos años una fuente cada vez más importante ha sido el azufre extraído del carbón, el petróleo y el gas natural, para conseguir que esos combustibles sean menos contaminantes.

### Sal

La sal común, conocida por el mineral denominado *halita* es otro recurso versátil e importante. Se cuenta entre los minerales no metálicos más destacados utilizados como materia prima en la industria química. Además, se utilizan grandes cantidades para «ablandar» el agua y para eliminar el hielo de las calles y las carreteras. Por supuesto, todos nosotros sabemos que es también un nutriente básico y parte de muchos productos alimenticios.

La sal es una roca evaporítica común que se explota en potentes depósitos utilizando técnicas de minería subterránea. Los depósitos subsuperficiales se explotan también utilizando pozos de salmuera en los cuales se introduce una tubería en un depósito de sal y se inyecta agua hacia el interior. La sal disuelta por el agua es extraída a la superficie a través de una segunda tubería. Además, el agua de mar sigue sirviendo como fuente de sal, igual que ha ocurrido durante siglos. La sal se recoge después de que el Sol evapora el agua.

### A veces los alumnos preguntan...

¿Podríamos saber un poco más sobre las lagunas de vivos colores de la foto que abre el capítulo?

Por supuesto. La potasa (cloruro de potasio) de este emplazamiento se obtiene mediante un sistema que combina la minería de disolución y la evaporación solar. El agua del cercano río Colorado se inyecta en los depósitos de cloruro de potasio que están a 1 kilómetro de profundidad bajo la superficie. El agua rica en minerales (salmuera) se sube a la superficie y se transporta en tuberías hasta las unas profundas que ocupan un 1,62 kilómetro. El agua se evapora dejando atrás depósitos de cloruro de potasio y sal común (cloruro de sodio). Se añade un tinte azul para ayudar con el proceso de evaporación. Los cristales se recogen y se envían a un molino donde se separa la potasa de la sal mediante un método de flotación. El proceso de la evaporación solar funciona adecuadamente en el clima seco y soleado del sur de Utah.

## CAPÍTULO 23

## Energía y recursos minerales

## RESUMEN

Los *recursos renovables* pueden recuperarse en lapsos de tiempo relativamente cortos. Son ejemplos de ellos las fibras naturales para la ropa, y los árboles para la obtención de madera. Los *recursos no renovables* se forman tan despacio que, desde un punto de vista humano, la Tierra contiene suministros fijos. Son ejemplos los combustibles como el carbón y el petróleo, y los metales como el cobre y el oro. Una población mundial en crecimiento rápido y el deseo de un mejor nivel de vida hace que los recursos no renovables se agoten a un ritmo creciente.

El *carbón*, el *petróleo* y el *gas natural*, los *combustibles fósiles* de nuestra economía moderna, están todos asociados con las rocas sedimentarias. El carbón se origina a partir de grandes cantidades de restos vegetales que se acumulan en un ambiente empobrecido en oxígeno, como un pantano. Más del 70 por ciento del carbón que se utiliza en la actualidad es para la generación de electricidad. La contaminación atmosférica producida por los gases de óxido de azufre que se forman por la combustión de la mayoría de los tipos de carbón constituye un problema ambiental destacable. El petróleo y el gas natural, que aparecen normalmente juntos en los poros de algunas rocas sedimentarias, consisten en mezclas de diversos *hidrocarburos* (compuestos de hidrógeno y de carbono). La formación del petróleo está asociada con la acumulación de sedimentos en áreas oceánicas ricas en restos animales y vegetales que son enterrados y aislados en un entorno deficitario en oxígeno. A medida que el petróleo y el gas natural se forman, migran y se acumulan en capas permeables adyacentes, como las areniscas. Si un estrato de roca impermeable, a la que se denomina *roca de tapa*, interrumpe la migración ascendente se desarrolla un ambiente geológico que permite la acumulación de cantidades económicamente significativas de petróleo y gas bajo tierra, denominada *trampa petrolífera*. Las dos condiciones básicas comunes para todas las trampas petrolíferas son: (1) una *roca almacén* porosa y permeable que suministrará petróleo, gas natural, o las dos cosas, en cantidades suficientes, y (2) una roca de tapa impermeable.

Cuando los recursos petrolíferos convencionales ya no sean adecuados, las *arenas asfálticas* y las *lutitas bituminosas* pueden sustituirlos. En la actualidad, las arenas asfálticas de la provincia de Alberta contribuyen de forma significativa a la producción petrolífera de Canadá. La producción de petróleo a partir de

las lutitas bituminosas en la actualidad es antieconómica. La producción de petróleo de las arenas asfálticas y lutitas bituminosas tiene importantes inconvenientes ambientales.

Alrededor del 84 por ciento de nuestra energía se deriva de los combustibles fósiles. En Estados Unidos, las fuentes de energía alternativa más importantes son la *energía nuclear* y la *energía hidroeléctrica*. Otras fuentes de energía alternativas son localmente importantes, pero en conjunto proporcionan aproximadamente el 1 por ciento de la demanda energética de Estados Unidos. Entre ellas se cuentan la *energía solar*, la *energía geotérmica*, la *energía eólica* y la *energía mareal*.

Los *recursos minerales* son el conjunto de minerales útiles disponibles comercialmente. Estos recursos abarcan los depósitos ya identificados a partir de los cuales pueden extraerse rentablemente minerales, denominándose *reservas*, así como los depósitos conocidos que no son todavía económica ni tecnológicamente recuperables. Los depósitos que se supone que existen, pero todavía no se han descubierto, se consideran también recursos minerales. El término *mena* se utiliza para indicar esos minerales metálicos útiles que pueden ser explotados para obtener beneficio, así como algunos minerales no metálicos, como la fluorita y el azufre, que contienen sustancias útiles.

Algunas de las acumulaciones más importantes de metales, como el oro, la plata, el plomo y el cobre, son generadas por procesos ígneos. Los yacimientos minerales metálicos más importantes y mejor conocidos son generados a partir de *disoluciones hidrotermales* (agua caliente). Los depósitos hidrotermales se originan a partir de fluidos calientes ricos en metales que son restos de procesos magmáticos en etapas tardías. Esas disoluciones ricas en iones se mueven a lo largo de fracturas o de planos de estratificación, se enfrían y precipitan los iones metálicos para originar *yacimientos filonianos*. En un *yacimiento diseminado* (por ejemplo, muchos de los depósitos de cobre del mundo) las menas de las disoluciones hidrotermales se distribuyen en forma de pequeñas masas por toda la masa rocosa.

Muchos de los yacimientos minerales metálicos metamórficos más importantes se producen mediante metamorfismo de contacto. Extensas aureolas de depósitos ricos en metales rodean habitualmente los cuerpos ígneos donde los iones han invadido estratos de calizas. Los minerales metálicos más comunes



asociados con el metamorfismo de contacto son la esfalerita (cinc), la galena (plomo), la calcopirita (cobre), la magnetita (hierro) y la bornita (cobre). De importancia económica similar son las propias rocas metamórficas. En muchas regiones, la pizarra, el mármol y la cuarcita se extraen para diversos tipos de construcción.

La meteorización crea yacimientos minerales metálicos mediante la concentración de metales en depósitos económicamente valiosos. El proceso, frecuentemente denominado *enriquecimiento secundario*, se lleva a cabo: (1) por extracción de los materiales indeseables, dejando los elementos deseados enriquecidos en las zonas superiores del suelo, (2) por eliminación y transporte de los elementos deseados a zonas inferiores, donde

se depositan y se concentran. La *bauxita*, la mena principal de aluminio, se ha formado como resultado del enriquecimiento mediante procesos de meteorización. Además, muchos depósitos de cobre y plata se producen cuando los procesos de meteorización concentran los metales que estuvieron inicialmente dispersos en una mena primaria de bajo grado.

Los materiales de la Tierra que no se utilizan como combustibles ni se procesan por los metales que contienen se denominan *recursos no metálicos*. Muchos son sedimentos o rocas sedimentarias. Los dos grupos grandes de recursos no metálicos son los *materiales de construcción* y los *minerales industriales*. La caliza, quizá la roca más versátil y utilizada de todas, se encuentra en ambos grupos.

## TÉRMINOS FUNDAMENTALES

combustible fósil, 750

disolución hidrotermal, 768

energía geotérmica, 761

energía hidroeléctrica, 761

enriquecimiento secundario, 771

fisión nuclear, 756

mena, 765

pegmatita, 767

recurso mineral, 765

recurso mineral no metálico, 773

recurso no renovable, 748

recurso renovable, 748

reserva, 765

roca almacén, 752

roca de tapa impermeable, 752

trampa petrolífera, 752

yacimiento de placeres, 772

yacimiento diseminado, 769

yacimiento filoniano, 769

## PREGUNTAS DE REPASO

1. Compare los recursos renovables con los no renovables. Dé uno o más ejemplos de cada uno.
2. ¿Qué población mundial se calcula para el año 2015? ¿Cómo se compara esto con las cifras de 1930 y de 1975? ¿Está creciendo la demanda de recursos tan deprisa como la población?
3. Más del 70 por ciento de la utilización actual del carbón se emplea ¿para qué propósito?
4. ¿Qué es una trampa petrolífera? Enumere dos condiciones comunes para todas las trampas petrolíferas.
5. Enumere dos desventajas asociadas con el procesamiento de las arenas asfálticas recuperadas mediante minería de superficie.
6. Estados Unidos tiene enormes depósitos de lutitas bituminosas, pero no produce petróleo de ellos de manera comercial. Explíquelo.
7. ¿Cuál es el combustible principal para los reactores de fisión nuclear?
8. Enumere dos obstáculos que han impedido el desarrollo de la energía nuclear como fuente de energía principal.
9. Describa brevemente dos métodos mediante los cuales la energía solar podría utilizarse para producir electricidad.
10. Explique por qué no duran indefinidamente las presas construidas para generar hidroelectricidad.
11. ¿Qué ventajas ofrece la producción de energía mareal? ¿Es probable que las mareas proporcionen siempre una parte significativa de los requerimientos de energía eléctrica mundiales?
12. Compare *recurso* con *reserva*.
13. ¿Qué podría hacer que un depósito mineral no considerado como reserva fuera reclasificado como tal?
14. Nombre dos tipos generales de yacimientos hidrotermales.
15. Los yacimientos minerales metálicos metamórficos están relacionados a menudo con procesos ígneos. Proporcione un ejemplo.
16. Nombre la mena principal de aluminio y describa su formación.
17. Una zona con color de herrumbre de óxido de hierro en la superficie puede indicar la presencia de

- un depósito de cobre en profundidad. Explíquelo brevemente.
18. Describa brevemente cómo los minerales se acumulan en depósitos de placeres. Enumere cuatro minerales que se obtienen de estos depósitos.
  19. ¿Cuál es mayor, el consumo *per capita* de recursos metálicos o el de recursos no metálicos?
  20. Los recursos no metálicos suelen dividirse en dos grandes grupos. Nombre los dos grupos y algunos ejemplos de materiales que pertenezcan a cada uno. ¿Qué grupo está más ampliamente distribuido?

## MasteringGeology

La plataforma Mastering es el tutorial (en inglés) más eficaz y ampliamente utilizado para la evaluación de Ciencias.

Con MasteringGeology el profesor puede: personalizar el contenido, asignar distintas tareas, exportar las calificaciones, comparar el rendimiento del alumnado, comunicarse con los estudiantes... Mientras que el alumno puede disfrutar de un Study Area diferente por cada uno de los capítulos.

En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

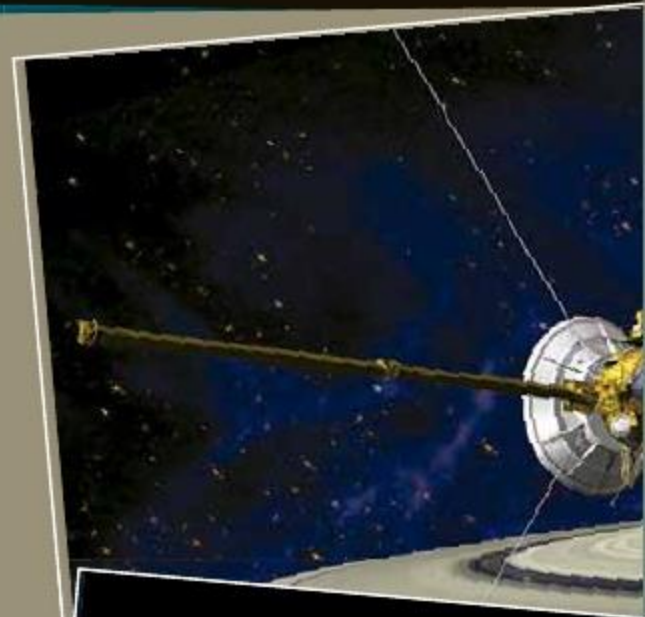
Encounter Earth  
 Geoscience Animations  
 GEODe  
 Pearson eText

Para acceder a todos estos contenidos adicionales solo se necesita el código de acceso de las tarjetas que podrás adquirir con la compra del libro o por separado.



# CAPÍTULO 24

## Geología planetaria\*



\* Este capítulo ha sido revisado con la ayuda de Teresa Tarbuck y Mark Watry.



La geología planetaria es el estudio de la formación y la evolución de los cuerpos de nuestro Sistema Solar, desde los ocho planetas hasta una miríada de pequeños objetos como lunas, asteroides, cometas y meteoroides. El estudio de estos objetos proporciona una valiosa información sobre los procesos dinámicos que operan en la Tierra. La comprensión de cómo evolucionan otras atmósferas ayuda a los científicos a elaborar modelos mejores para la predicción del cambio climático. A su vez, el estudio de los procesos tectónicos en otros planetas nos ayuda a apreciar cómo estas complejas interacciones alteran la Tierra. Además, comprobar cómo inciden las fuerzas erosivas en otros cuerpos puede ayudarnos a observar los diferentes procesos que crean las formas de relieve. Por último, se revela la singularidad de la Tierra como un cuerpo que alberga vida, mediante la investigación de otros cuerpos planetarios.

Quedan muchas preguntas sin respuesta. ¿Podrían los seres humanos habitar otro planeta? ¿Podemos extraer recursos de los asteroides o de la Luna y hacerlos llegar a la Tierra? ¿Está la Tierra en la trayectoria de colisión de otros cuerpos planetarios? Además de responder a estas cuestiones, la exploración espacial interplanetaria aspira a expandir nuestro entendimiento de los procesos y acontecimientos que crearon y modificaron el Sistema Solar.

## NUESTRO SISTEMA SOLAR: UNA VISIÓN DE CONJUNTO

El Sol es el centro de un enorme sistema de rotación, de billones de kilómetros de anchura, que consta de ocho planetas, sus satélites y numerosos asteroides, cometas y meteoroides más pequeños (Figura 24.1). Se calcula que un 99,85 por ciento de la masa de nuestro Sistema Solar está representado por el Sol. El conjunto de los planetas constituye más del 0,15 por ciento restante. Los planetas, en orden desde el Sol, son: Mercurio, Venus, la Tierra, Marte, Júpiter, Urano y Neptuno (Figura 24.1). Plutón fue reclasificado recientemente como miembro de una nueva clase de cuerpos del Sistema Solar denominada *planetas enanos*.

Bajo el control de la fuerza gravitatoria del Sol, todos los planetas viajan en la misma dirección en órbitas ligeramente elípticas (Tabla 24.1). La gravedad hace que los planetas más cercanos al Sol se desplacen más deprisa. Así, Mercurio tiene el movimiento orbital más rápido, 48 km por segundo, y el periodo de revolución alrededor del Sol más corto, 88 días terrestres. Por el contrario, el planeta enano más distante, Plutón, tiene una velocidad orbital de tan solo 5 km por segundo y necesita 248 años terrestres

para completar una revolución. La mayoría de los grandes cuerpos orbitan alrededor del Sol aproximadamente en el mismo plano. La inclinación de los planetas con respecto al plano orbital Tierra-Sol, que se conoce como la *eclíptica*, se representa en la Tabla 24.1.

### Teoría de la nebulosa: formación del Sistema Solar

La **teoría de la nebulosa**, que explica la formación del Sistema Solar, postula que el Sol y los planetas se formaron a partir de una nube de gases interestelares en rotación (principalmente de hidrógeno y helio) y polvo denominada la **nebulosa solar**. Cuando la nebulosa solar se contrajo bajo la gravedad, la mayor parte del material se concentró en el centro, formándose así un *protosol*. Los materiales restantes formaron un disco grueso, aplanado y en rotación. La materia contenida en este disco fue enfriándose gradualmente y se condensó en granos y terrones de material rocoso y helado. Repetidas colisiones hicieron que, con el tiempo, la mayor parte del material se agrupara en objetos de tamaño similar al de los asteroides, denominados **planetesimales**.

La composición de los planetesimales estaba determinada sobre todo por su proximidad al protosol. Como

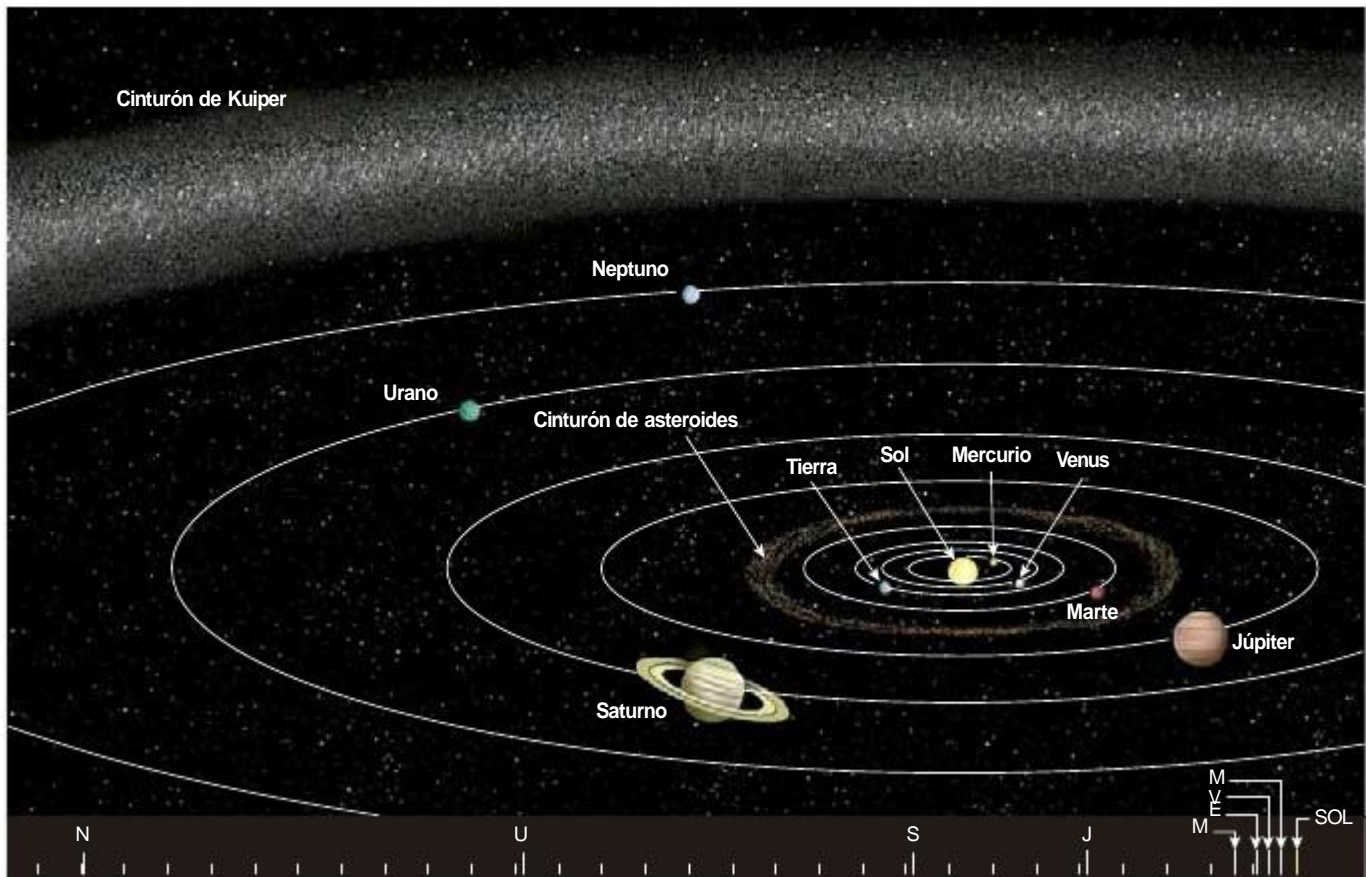


FIGURA 24.1. Órbitas de los planetas. Las posiciones de los planetas se muestran a escala en la parte inferior del diagrama.

Tabla 24.1. Datos planetarios.

Planeta	Símbolo	Distancia media desde el Sol		Periodos de revolución	Inclinación orbital	Velocidad orbital m s	
		UA	Millones de m				
Mercurio	☿	0,39	58	88 <sup>d</sup>	7 00	47,5	
Venus	♀	0,72	108	225 <sup>d</sup>	3 24	35,0	
Tierra	♁	1,00	150	365,25 <sup>d</sup>	0 00	29,8	
Marte	♂	1,52	228	687 <sup>d</sup>	1 51	24,1	
Júpiter	♃	5,20	778	12 <sup>yr</sup>	1 18	13,1	
Saturno	♄	9,54	1.427	30 <sup>yr</sup>	2 29	9,6	
Uranio	♅	19,18	2.870	84 <sup>yr</sup>	0 46	6,8	
Neptuno	♆	30,06	4.497	165 <sup>yr</sup>	1 46	5,3	

Planeta	Periodo de rotación	Diámetro ( m )	Masa relativa (Tierra )	Densidad media (g cm )	Aplanamiento polar ( )	Excentricidad	Número de satélites conocidos <sup>2</sup>
Mercurio	59 <sup>d</sup>	4.878	0,06	5,4	0,0	0,206	0
Venus	243 <sup>d</sup>	12.104	0,82	5,2	0,0	0,007	0
Tierra	23 <sup>h</sup> 56 <sup>m</sup> 04 <sup>s</sup>	12.756	1,00	5,5	0,3	0,017	1
Marte	24 <sup>h</sup> 37 <sup>m</sup> 23 <sup>s</sup>	6.794	0,11	3,9	0,5	0,093	2
Júpiter	9 <sup>h</sup> 56 <sup>m</sup>	143.884	317,87	1,3	6,7	0,048	63
Saturno	10 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	120.536	95,14	0,7	10,4	0,056	61
Uranio	17 <sup>h</sup> 14 <sup>m</sup>	51.118	14,56	1,2	2,3	0,047	27
Neptuno	16 <sup>h</sup> 07 <sup>m</sup>	50.530	17,21	1,7	1,8	0,009	13

\* UA = Unidad astronómica, distancia media entre la Tierra y el Sol.

<sup>1</sup> La excentricidad es una medida de la desviación de la órbita desde una forma circular.

<sup>2</sup> Incluye todos los satélites descubiertos hasta agosto de 2009.

cabía esperar, las temperaturas eran más elevadas en el interior del Sistema Solar y disminuían hacia el borde exterior del disco. Por tanto, entre las órbitas actuales de Mercurio y Marte, los planetesimales estaban compuestos por materiales con elevadas temperaturas de fusión, metales y sustancias rocosas. Después, tras repetidas colisiones y acreción (agregación), estos cuerpos rocosos del tamaño de un asteroide se combinaron para formar los cuatro **protoplanetas** que con el tiempo se convertirían en Mercurio, Venus, la Tierra y Marte.

Los planetesimales que se formaron fuera de la órbita de Marte, donde las temperaturas eran bajas, contenían elevados porcentajes de hielos (agua, dióxido de carbono, amoníaco y metano), además de pequeñas cantidades de partículas rocosas y metálicas; fue a partir de estos planetesimales que acabaron formándose los cuatro planetesimales exteriores. La acumulación de hielos explica en parte los grandes tamaños y bajas densidades de los planetas exteriores. Los dos planetas más masivos, Júpiter y Saturno, tenían gravedades superficiales suficientes como para atraer y retener grandes cantidades de hidrógeno y helio, los elementos más ligeros.

Pasaron casi mil millones de años desde la formación de los protoplanetas hasta que los planetas acumularon por medio de la gravedad la mayor parte del derrubio interplanetario. Este fue un periodo de bombardeos intensos, a medida que los planetas limpiaban sus órbitas de mucho del material de desecho. Todavía es posible contemplar las «cicatrices» de este periodo en la superficie lunar. Pequeños cuerpos fueron lanzados a las órbitas de los planetas que se cruzaban y al espacio interestelar. Una pequeña parte de la materia interplanetaria que escapó a este convulso periodo se transformó en asteroides, cometas y meteoroides. En comparación, el Sistema Solar actual es un lugar mucho más tranquilo, aunque muchos de estos procesos continúan hoy a un menor ritmo.

## Los planetas: estructuras internas, atmósferas y meteorología

Los planetas pueden dividirse en dos grupos, según su situación, tamaño y densidad: los **planetas terrestres** (parecidos a la Tierra) (Mercurio, Venus, la Tierra

y Marte) y los **planetas jovianos** (parecidos a Júpiter) (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno). Debido a sus localizaciones relativas, a los planetas terrestres se les denomina los *planetas interiores* y a los cuatro planetas jovianos se les suele denominar *planetas exteriores*. Existe una correlación entre las posiciones de los planetas y sus tamaños: los planetas interiores son bastante más pequeños que los exteriores, también denominados *gigantes gaseosos*. Por ejemplo, el diámetro de Neptuno (el planeta joviano más pequeño) es tres veces mayor que el de la Tierra o el de Venus. Además, la masa de Neptuno es 17 veces mayor que la correspondiente a la Tierra o a Venus (Figura 24.2).

Otras dimensiones en las cuales difieren son la densidad, la composición química, los periodos orbitales o la cantidad de satélites. Las variaciones en la composición química de los planetas son las principales responsables, de sus diferentes densidades. En concreto las densidades de los planetas terrestres tienen un valor medio de unas cinco veces la densidad del agua, mientras que los planetas jovianos tienen densidades medias de solo 1,5 veces la del agua. Saturno, tiene una densidad de solo 0,7 veces la del agua, lo que significa que Saturno flotaría en un depósito de agua lo bastante grande. Los planetas exteriores también se caracterizan por largos periodos orbitales y numerosos satélites.

### Estructuras internas

Recordemos que poco después de la formación de la Tierra, la segregación de material condujo a la formación de tres capas principales definidas por su composición química: la corteza, el manto y el núcleo. Este tipo de separación química se produjo también en otros planetas. Sin embargo, dado que los planetas terrestres son diferentes en su composición a los planetas jovianos, la naturaleza de estas capas difiere entre los dos grupos (Figura 24.3).

Los planetas terrestres son densos, con núcleos relativamente grandes constituidos por hierro, compuestos de hierro y níquel. Desde el centro al exterior va disminuyendo la cantidad de hierro metálico, a la vez que aumentan los silicatos rocosos. Los núcleos externos de la Tierra y de Mercurio son líquidos, y se cree que los de Venus y Marte están parcialmente fundidos, diferencia atribuible a que Venus y Marte tienen unas temperaturas internas más bajas que las de la Tierra y Mercurio. Los núcleos de los planetas terrestres están constituidos por silicatos y otros compuestos más ligeros. Por último, la corteza de silicatos de los planetas terrestres es relativamente delgada en comparación con el manto.

Los dos planetas jovianos más grandes, Júpiter y Saturno, cuentan con pequeños núcleos internos metálicos formados por compuestos de hierro a temperaturas

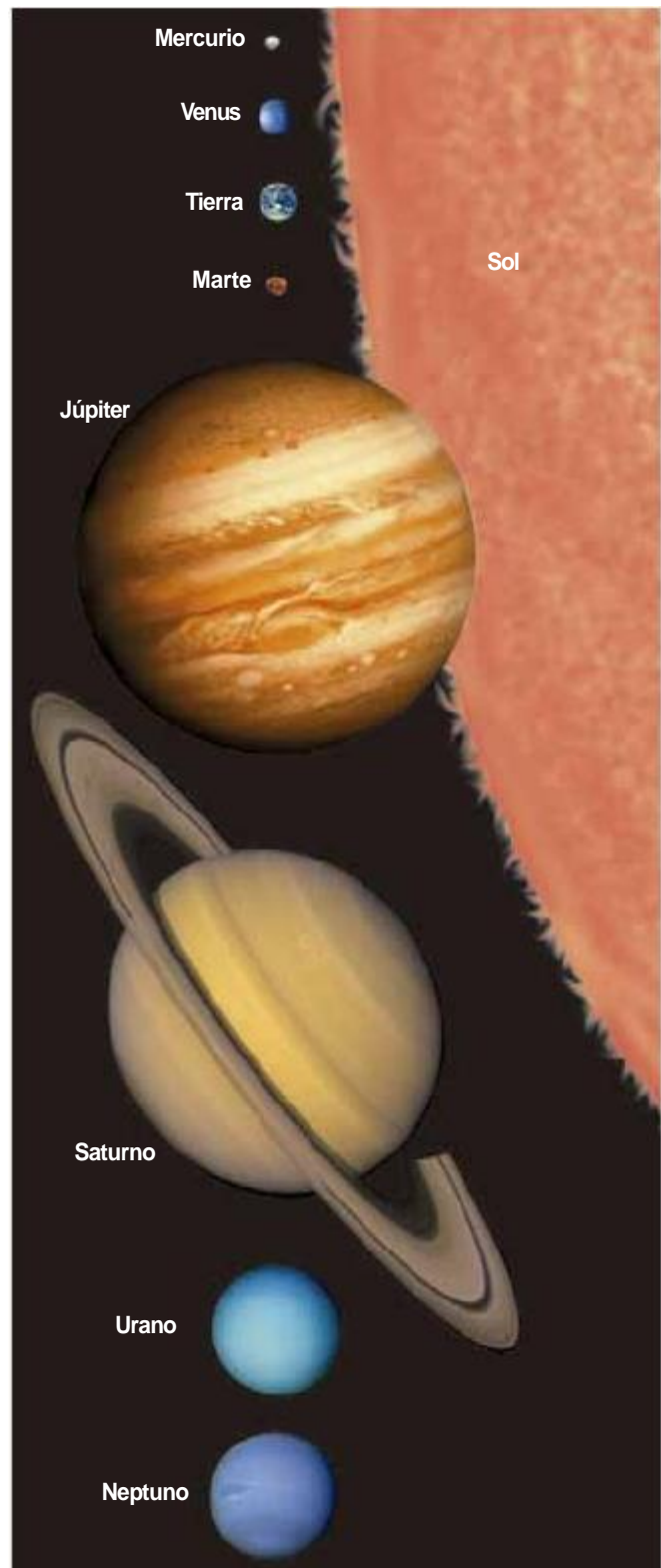
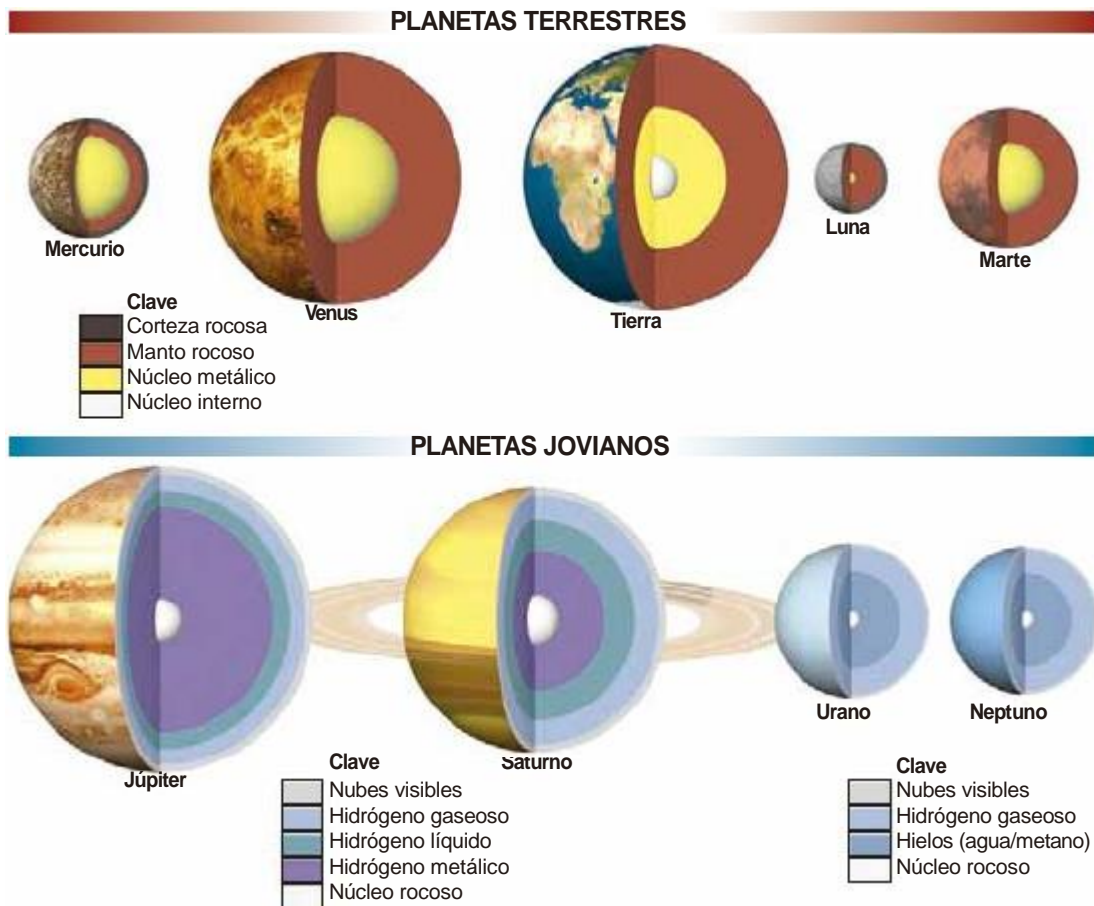


FIGURA 24.2. Los planetas dibujados a escala.

y presiones extremadamente elevadas. Se cree que los núcleos externos de estos dos gigantes están constituidos de hidrógeno líquido metálico, mientras que los





**FIGURA 24.3.** Comparación de las estructuras internas de los planetas.

mantos están compuestos por hidrógeno líquido y helio. Las capas más externas están formadas por gases y cristales de hidrógeno, helio, agua, amoníaco y metano que justifican la baja densidad de estos planetas. Urano y Neptuno también cuentan con pequeños núcleos metálicos pero es probable que sus mantos estén compuestos por agua caliente densa y amoníaco. La cantidad de hidrógeno y helio aumenta por encima de sus mantos, pero su concentración es mucho menor que en Júpiter y en Saturno.

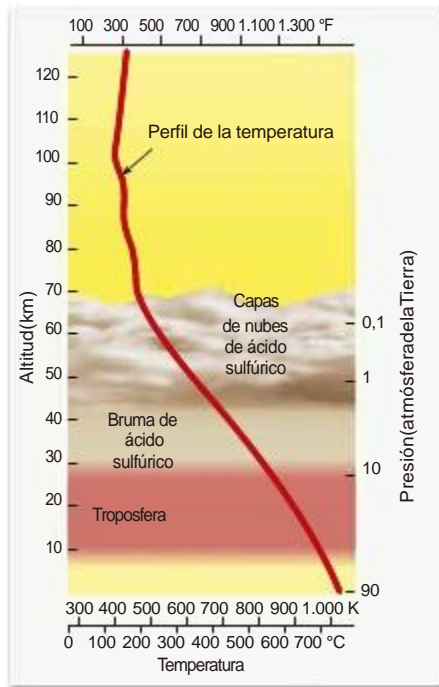
Todos los planetas, menos Venus y Marte, tienen importantes campos magnéticos generados por el flujo de sus núcleos externos líquidos, o sus mantos líquidos. Venus tiene un campo débil debido a la interacción entre el viento solar y su atmósfera superior (ionosfera) mientras que el débil campo magnético marciano se considera un remanente de cuando su interior estaba más caliente. Los campos magnéticos desempeñan un importante papel en la determinación de la naturaleza de la atmósfera de un planeta. Además, el campo magnético de un planeta puede proteger su superficie del bombardeo de partículas cargadas por el viento solar, condición imprescindible para la supervivencia de las formas de vida.

### Las atmósferas de los planetas

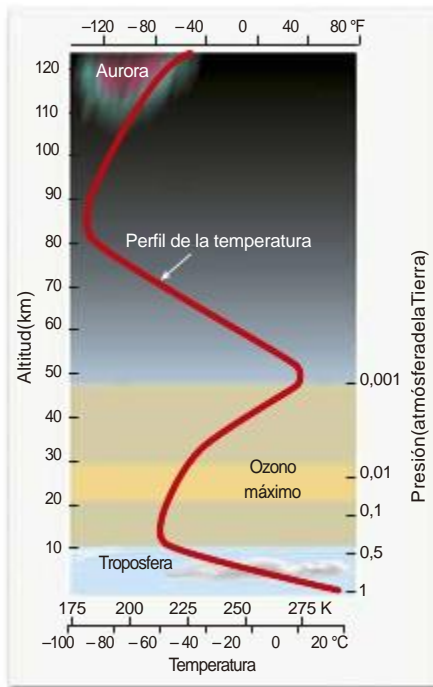
En la Figura 24.4 se muestran las composiciones de las atmósferas planetarias. Los planetas jovianos tienen atmósferas muy gruesas compuestas principalmente por hidrógeno y helio, además de cantidades menores de agua, metano y amoníaco. Las atmósferas jovianas son tan gruesas que no existe un límite claro entre «atmósfera» y «planeta». Por el contrario, los planetas terrestres, entre ellos la Tierra, tienen atmósferas delgadas, compuestas por dióxido de carbono, nitrógeno y oxígeno.

Dos factores explican estas notables diferencias: el calentamiento solar (temperatura) y la gravedad (Figura 24.5). Estas variables determinan qué gases planetarios fueron capturados, en caso de serlo alguno, por los planetas durante la formación del Sistema Solar y cuáles se retuvieron finalmente.

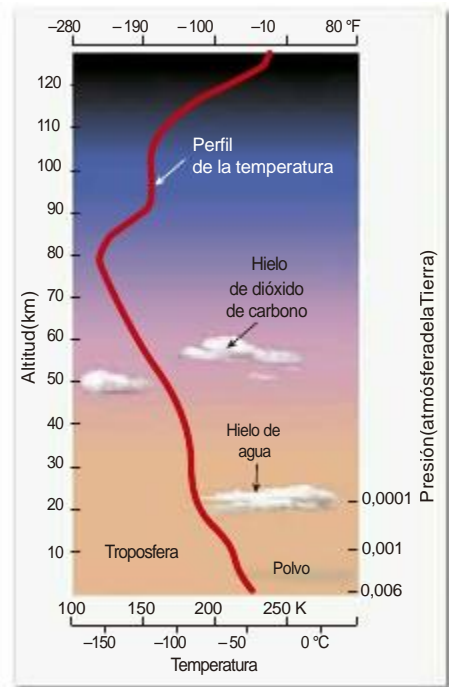
Durante la formación de los planetas, las zonas interiores del Sistema Solar en desarrollo estaban demasiado calientes como para que se condensaran los cristales y los gases. Por el contrario, los planetas jovianos se formaron cuando las temperaturas eran bajas y el calentamiento solar de los planetesimales era mínimo, favoreciendo así la condensación del vapor de agua, del



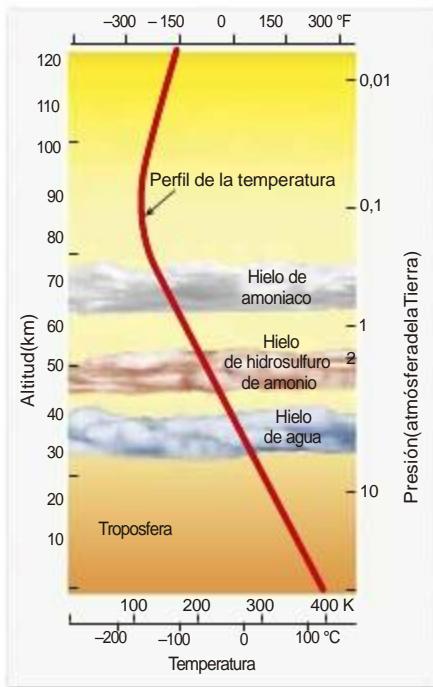
**A. Venus**  
**Composición:**  
 96,5 % de dióxido de carbono  
 3,5 % de nitrógeno



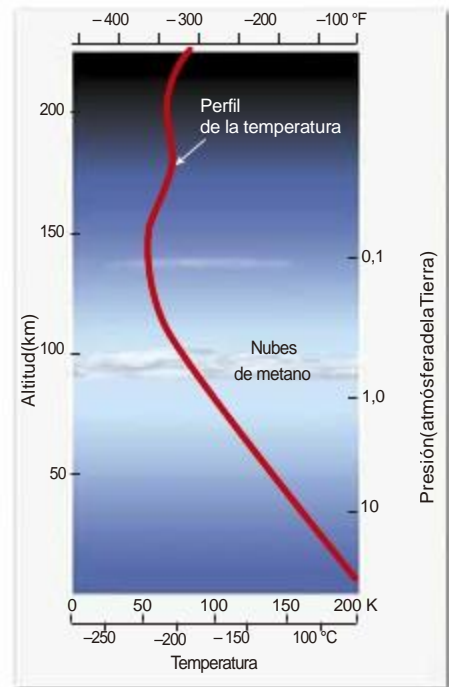
**B. Tierra**  
**Composición:**  
 78 % de nitrógeno  
 21 % de oxígeno



**C. Marte**  
**Composición:**  
 95 % de dióxido de carbono  
 2,7 % de nitrógeno  
 1,6 % de argón



**D. Júpiter**  
**Composición:**  
 90 % de hidrógeno  
 10 % de nitrógeno



**E. Urano**  
**Composición:**  
 83 % de hidrógeno  
 15 % de helio

**FIGURA 24.4.** Comparación de las atmósferas de los planetas. La atmósfera de Júpiter es muy parecida a la de Saturno, mientras que se cree que la estructura de la atmósfera de Urano puede ser parecida a la de Neptuno.

amoniaco y del metano en hielos. Por tanto, los gigantes gaseosos contienen grandes cantidades de estos elementos volátiles. A medida que los planetas crecían, los planetas jovianos mayores, como Júpiter y Saturno, iban atrayendo también grandes cantidades de los gases más livianos, el hidrógeno o el helio.

¿Cómo adquirió la Tierra el agua y otros gases volátiles? Parece que cuando comenzó la historia del Sistema Solar, los tirones gravitacionales de los protoplanetas en formación forzaron órbitas muy excéntricas en los planetesimales. Como consecuencia, la Tierra sufrió el bombardeo de objetos helados que provenían de más allá de la órbita marciana. Este fue un acontecimiento fortuito para los organismos que viven hoy en nuestro planeta.

Mercurio, nuestra Luna y muchos otros cuerpos pequeños carecen de atmósferas significativas, aunque es muy probable que fueran bombardeados por objetos helados cuando empezaron a formarse. Los cuerpos sin aire se desarrollan cuando el calentamiento solar supera un nivel determinado, que depende de la fuerza de la gravedad del cuerpo (véase Figura 24.5). Dicho de forma más simple, los planetas *menos masivos* tienen más oportunidades de perder sus atmósferas, porque las moléculas de gas necesitan menos velocidad para escapar de sus débiles gravedades. En

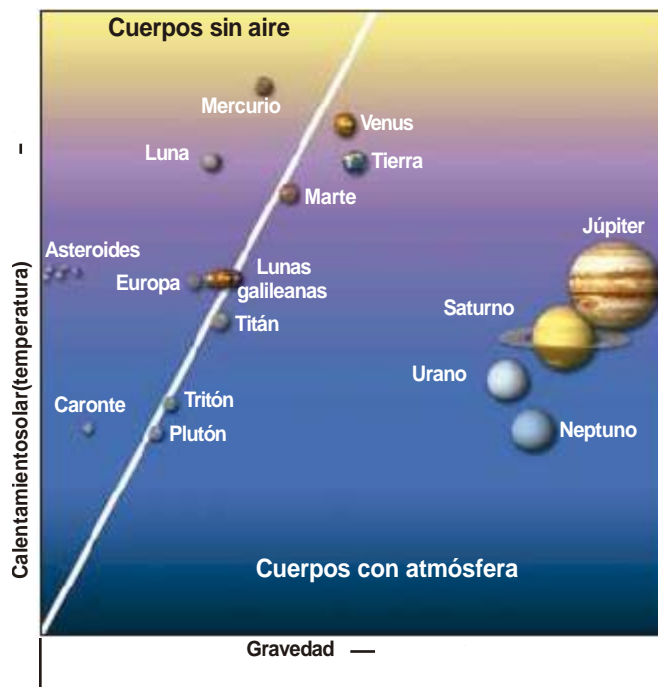
comparación, los cuerpos calientes con poca gravedad superficial, como nuestra Luna, son incapaces de retener incluso los gases pesados como el dióxido de carbono y el nitrógeno. En Mercurio hay cantidades muy pequeñas de gas.

Los planetas terrestres ligeramente mayores como la Tierra, Venus y Marte retienen algunos gases pesados, como el dióxido de carbono, pero incluso así sus atmósferas constituyen solo una porción infinitesimalmente pequeña de sus masas totales. Cuando comenzaron a desarrollarse, es probable que los planetas terrestres tuvieran atmósferas mucho más densas. Con el tiempo, sin embargo, estas atmósferas primitivas fueron cambiando gradualmente, a medida que ciertos gases se volatilizaban al espacio. Por ejemplo, la atmósfera terrestre continúa expulsando helio e hidrógeno (los dos gases más ligeros) al espacio. Este fenómeno sucede cerca de la parte superior de la atmósfera terrestre, donde el aire es tan tenue que nada impide que los iones de movimiento más rápido se escapen al espacio. La velocidad necesaria para escapar de la gravedad de un planeta se denomina **velocidad de escape**. Como el hidrógeno es el gas más ligero, alcanza con mucha facilidad el espacio necesario para vencer la gravedad terrestre.

En algún momento en el futuro lejano, la pérdida de hidrógeno (uno de los componentes del agua) acabará «secando» los océanos terrestres, culminando su ciclo hidrológico. Sin embargo, puede que la vida aún perdure en las regiones polares de la Tierra.

Dado que Marte y Venus carecen de campos magnéticos significativos, sus atmósferas superiores están expuestas a la fuerza bruta del viento solar, constituido por partículas cargadas en rápido movimiento. Sin un campo magnético que pueda proteger sus atmósferas, el viento solar atrapa los gases ionizados y los transporta al espacio exterior. La atmósfera marciana está enriquecida en isótopos pesados del nitrógeno y del carbono (dióxido de carbono), lo que apunta a que ha perdido hasta un 90 por ciento de su atmósfera primitiva.

Los planetas jovianos masivos, debido a sus mayores gravedades superficiales, tienen más posibilidades de retener sus atmósferas. Además, debido a su gran distancia del Sol, las temperaturas existentes en sus atmósferas superiores son extremadamente frías. Un ejemplo es el límite de las nubes de la atmósfera de Neptuno, cuya temperatura es de unos  $-218^{\circ}\text{C}$ , uno de los lugares más fríos del Sistema Solar. Dado que el movimiento molecular de un gas es dependiente de la temperatura, hasta el hidrógeno y el helio se mueven con demasiada lentitud como para escapar de la fuerza gravitatoria de estos grandes planetas, lo que explica en parte por qué los planetas más alejados han podido conservar sus gruesas atmósferas.



**FIGURA 24.5.** Entre los factores que explican por qué algunos cuerpos tienen gruesas atmósferas se encuentran: el calentamiento solar (la temperatura) y la gravedad. Los mundos sin aire son relativamente calientes y tienen una gravedad muy débil. Los cuerpos con atmósfera significativa tienen un calentamiento débil y una fuerte gravedad.

## Meteorología

Los planetas, a excepción de Mercurio, tienen nubes, circulación atmosférica y tormentas. La amplia variedad de composiciones de las nubes se muestra en la Figura 24.4. Las nubes de Venus están compuestas por ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) y dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ). En la Tierra hay nubes de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ), mientras que las atmósferas de los planetas jovianos cuentan con nubes heladas de amoníaco ( $\text{NH}_3$ ), metano ( $\text{CH}_4$ ) y agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ).

La velocidad del viento varía notablemente de unos planetas a otros y se ve tremendamente afectada por la energía recibida del Sol, o de sus interiores en el caso de los planetas jovianos. Las superficies planetarias no reciben un calor uniforme (reciben más energía en el ecuador), lo que provoca sistemas meteorológicos dinámicos y corrientes de aire muy veloces denominadas *corrientes en chorro*.

En los planetas jovianos son comunes velocidades del viento superiores a 360 km por hora. Se han detectado relámpagos y *whistlers* (un fenómeno asociado a los relámpagos) en todos los planetas salvo en Mercurio y en Marte, cuyas atmósferas son muy delgadas.

En la Tierra hay dos tipos de tormentas bien organizadas: los ciclones de las latitudes medias y los huracanes. En Marte las tormentas de polvo cubren casi todo el planeta en ocasiones, y en los planetas jovianos hay descomunales sistemas rotativos de tormentas. Destaca el Gran Punto Rojo de Júpiter, una tormenta que gira en el sentido contrario al de las agujas del reloj atrapada entre dos corrientes atmosféricas del tipo de las corrientes en chorro que fluyen en direcciones opuestas (Figura 24.6). Esta enorme tormenta huracanada (cuyo tamaño duplica al de la Tierra) completa su rotación



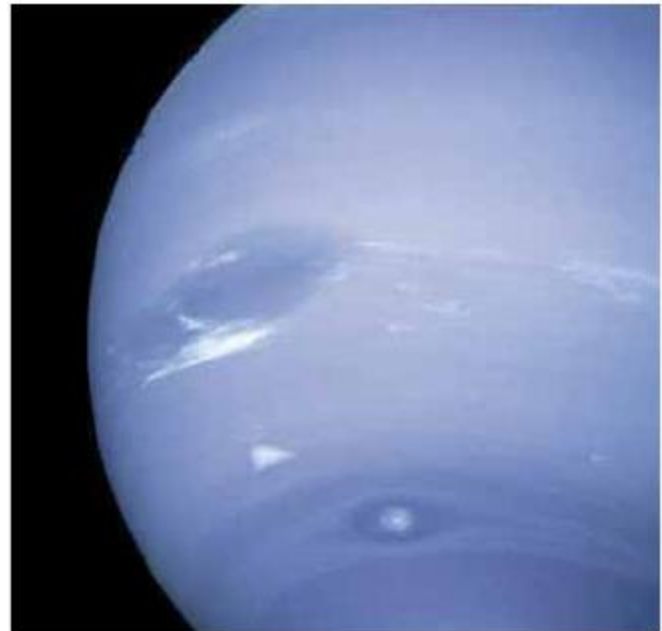
**FIGURA 24.6.** Visión artística de Júpiter con el Gran Punto Rojo visible en su hemisferio sur. Imagen de la Tierra para escala.

una vez cada 12 días terrestres y ha estado en movimiento desde hace al menos 300 años.

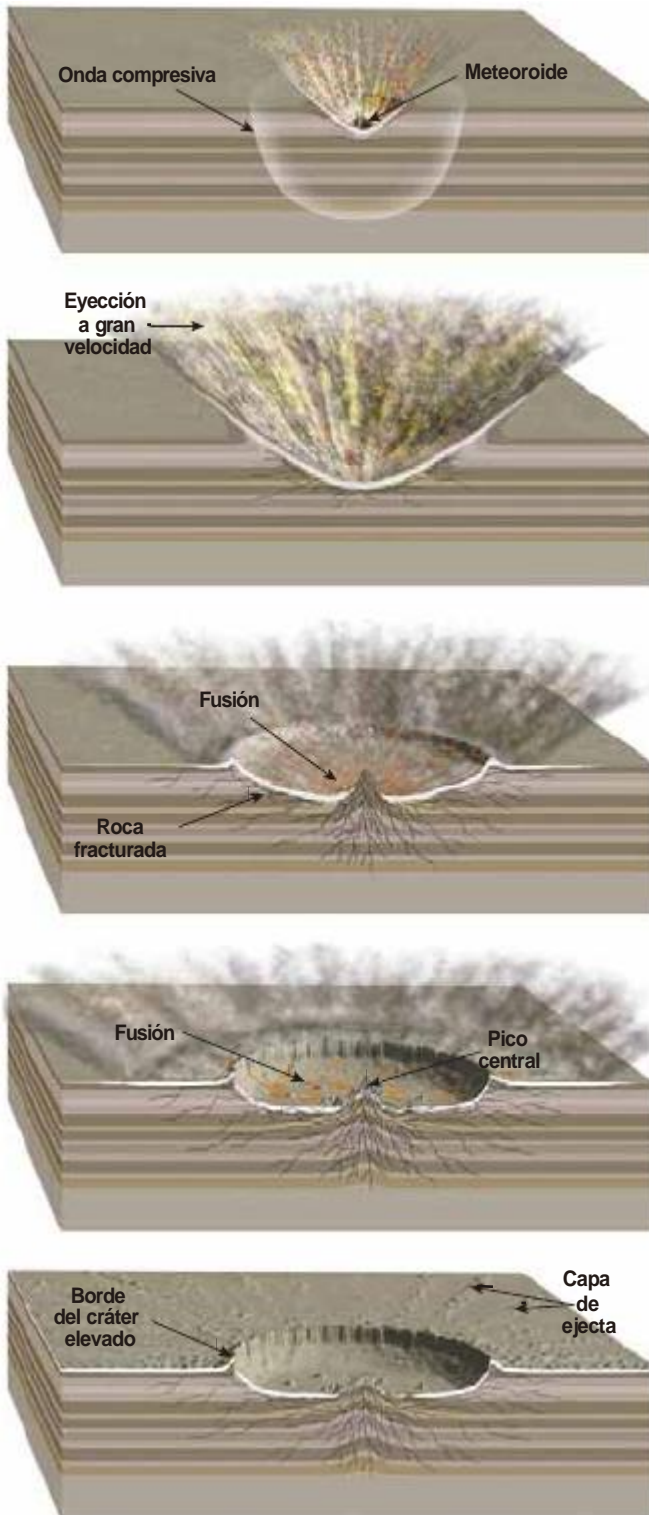
Saturno alberga una tormenta de rápida rotación denominada el Gran Punto Blanco. El Gran Punto Oscuro de Neptuno fue descubierto en 1989 (Figura 24.7). Observaciones posteriores del Gran Punto Oscuro realizadas por el telescopio espacial Hubble en 1994 revelaron la desaparición de esta tormenta, que fue reemplazada por otro punto oscuro en el hemisferio norte del planeta. A diferencia del Gran Punto Rojo de Júpiter, esta estructura parece ser un agujero en la nube de metano de Neptuno, parecida al agujero de ozono de la Tierra. Se midió una velocidad de 2.400 km por hora para los vientos que rodean el punto, la más rápida del Sistema Solar.

## IMPACTOS PLANETARIOS

Se han sucedido impactos planetarios a lo largo de la historia del Sistema Solar. En los cuerpos con atmósferas delgadas o inexistentes, como la Luna o Mercurio, hasta los fragmentos más pequeños de desechos espaciales (meteoritos) pueden provocar cavidades microscópicas en granos minerales individuales. Por el contrario, los grandes **cráteres de impacto** son el resultado de colisiones con cuerpos enormes, como asteroides y cometas.



**FIGURA 24.7.** Esta imagen de Neptuno fue reconstruida a partir de dos imágenes. En la parte superior se encuentra el Gran Punto Oscuro, acompañado por brillantes nubes blancas. Al sur hay una brillante zona blanca que se cree que es el límite de las nubes. Aún más al sur encontramos otro punto oscuro con un núcleo brillante (Cortesía de NASA/JPL).



**FIGURA 24.8.** Formación de un cráter de impacto. La energía del meteorito que llega con un movimiento muy rápido se transforma en calor y ondas compresivas. El rebote de la roca comprimida hace que los derrubios sean lanzados desde el cráter, y el calor funde algo del material, produciendo perlas de vidrio. El material arrojado desde el cráter de impacto genera pequeños cráteres secundarios (Tomado de E. M. Shoemaker).

Los impactos planetarios eran bastante más comunes en la historia primitiva del Sistema Solar que en la actual, y el bombardeo más intenso ocurrió hace unos 3,8 a 4,1 miles de millones de años. Después de este periodo, la frecuencia de creación de cráteres disminuyó notablemente, y ahora se mantiene por lo general constante. Dado que la meteorización y la erosión son casi inexistentes en Marte y en la Luna, las pruebas de su craterización anterior son muy evidentes.

En cuerpos mayores, las atmósferas gruesas pueden hacer que los objetos que impactan se fracturen o se desaceleren. Por ejemplo, la atmósfera terrestre hace que los meteoroides con masas inferiores a 10 kilogramos pierdan hasta un 90 por ciento de su velocidad al penetrar en la atmósfera. Por tanto, los impactos de cuerpos con masas menores causan solo pequeños cráteres en la Tierra. La atmósfera terrestre ralentiza con mucha menor eficacia cuerpos grandes; por suerte, rara vez aparecen.

En la Figura 24.8 se ilustra la formación de un gran cráter de impacto. El impacto a gran velocidad del meteorito comprime el material sobre el que cae, el cual, casi instantáneamente rebota y expulsa material de la superficie. Los cráteres excavados por objetos con varios kilómetros de anchura a menudo exhiben un pico central, como se observa en el cráter de la Figura 24.9. La mayor parte del material expulsado (*ejecta*) aterriza cerca o dentro del cráter, donde se acumula formando un anillo. Los grandes meteoroides pueden generar suficiente calor como para fundir algo de la roca impactada. En la Luna se han recogido muestras de perlas de vidrio producidas de esta manera, así como de rocas



**FIGURA 24.9.** El cráter lunar Euler de 20 km de anchura, situado en el suroeste del Mare Imbrium. Se ven con toda claridad los rayos brillantes, el pico central, los cráteres secundarios y el gran cúmulo de eyección cerca del anillo del cráter (Cortesía de la NASA).

formadas cuando fragmentos desprendidos fueron soldados por el calor de los impactos.

La superficie terrestre tiene tan solo unas pocas docenas de cráteres de impacto fácilmente reconocibles. La gran mayoría han sido eliminados por la erosión o por procesos tectónicos que alteraron las rocas de la corteza. Los meteoros del tamaño de una canica son, en general, lo suficientemente grandes como para alcanzar la superficie terrestre. Sin embargo, los meteoros suelen fracturarse o vaporizarse parcialmente en la atmósfera, alcanzando la superficie por fin solo unos pocos fragmentos pequeños. Por consiguiente, la mayoría de los meteoritos que impactan en la superficie terrestre están compuestos por partículas del tamaño del polvo.

## LA LUNA: UN TROZO DEL ANTIGUO BLOQUE TERRESTRE

El sistema Tierra-Luna es único porque la Luna es el satélite más grande con respecto a su planeta. Marte es el otro planeta terrestre que tiene lunas, pero es posible que sus minúsculos satélites sean asteroides capturados. La mayoría de los cerca de 150 satélites restantes de los planetas jovianos están compuestos por mezclas de roca y hielo de baja densidad, y ninguno se parece a la Luna. Como veremos más adelante, nuestro singular sistema planeta-satélite está estrechamente relacionado con los mecanismos que lo crearon.

El diámetro de la Luna es de 3.475 km, alrededor de una cuarta parte de los 12.756 km de la Tierra. La temperatura media de la superficie lunar es de unos 107 °C durante el día y -153 °C por la noche. Dado que el periodo de rotación sobre su eje es igual al periodo de revolución alrededor de la Tierra, el hemisferio lunar que está frente a la Tierra es siempre el mismo. Todos los aterrizajes de las misiones tripuladas *Apollo* estaban confinados a la cara de la Luna que mira a la Tierra.

La densidad de la Luna es 3,3 veces la del agua, comparable a la de las rocas *del manto* que hay sobre la Tierra, pero es considerablemente menor que la densidad media de la Tierra, que es 5,5 veces la del agua. Se cree que esta diferencia podría explicarse si el núcleo de hierro de la Luna fuera pequeño.

La baja masa lunar en relación con la Tierra tiene como consecuencia una atracción gravitacional lunar que es una sexta parte la experimentada en la superficie de la Tierra. Una persona que pese en la superficie de la Tierra 67,5 kilogramos, en la Luna pesará aproximadamente 10 kilogramos. Esta diferencia permite a un astronauta llevar un sistema de soporte vital pesado con relativa facilidad. Si no llevara esta carga, saltaría seis veces más alto que en la Tierra. La baja masa de la Luna (y su baja gravedad) es la principal razón por la que no pudo retener una atmósfera.

## ¿Cómo se formó la Luna?

Hasta hace poco, el origen de la Luna (nuestro vecino planetario más próximo) fue objeto de grandes debates entre los científicos. Los modelos actuales prueban que la Tierra es muy pequeña como para haberse formado con una luna, y menos una tan grande. Además, con toda probabilidad una luna capturada tendría una órbita excéntrica parecida a la de las lunas capturadas que orbitan los planetas jovianos.

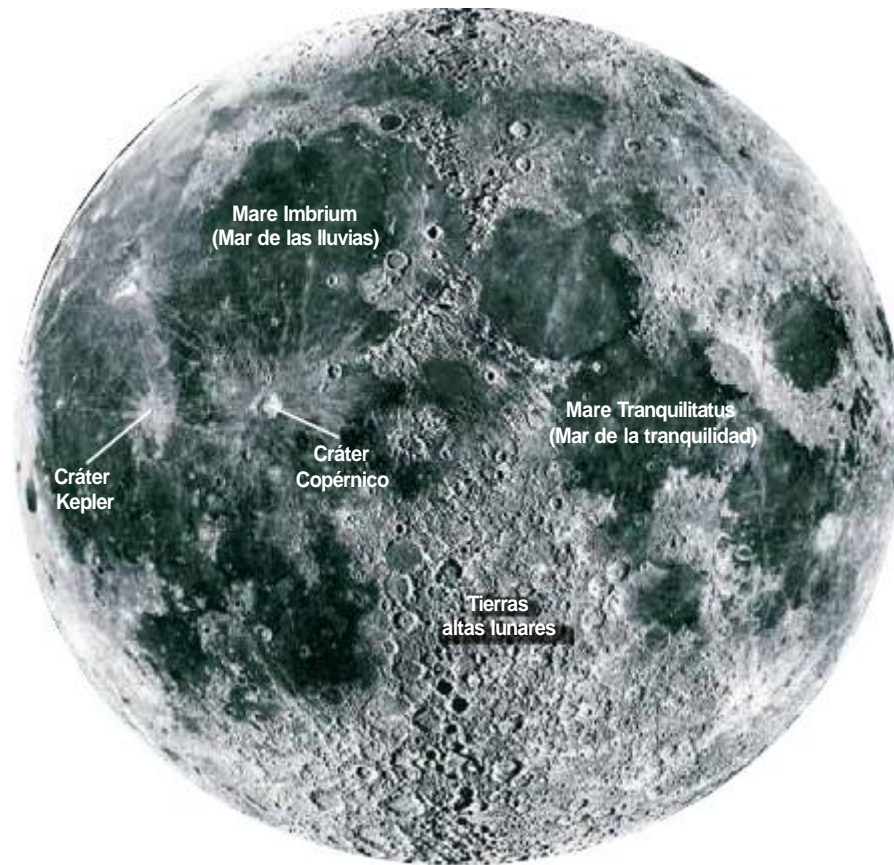
El consenso actual es que la Luna se formó como resultado de la colisión entre un cuerpo del tamaño de Marte y una joven Tierra semifundida hace unos 4,5 miles de millones de años (es probable que las colisiones de este tipo en ese periodo fueran frecuentes). Durante este acontecimiento explosivo, una parte de los derrubios eyectados fue lanzada a la órbita terrestre y se fusionó gradualmente para formar la Luna. Las simulaciones virtuales muestran que la mayor parte del material eyectado provendría del manto rocoso del cuerpo que impactó mientras que su núcleo pasaría a formar parte de la Tierra en crecimiento. Este *modelo de impacto* es compatible con la baja densidad y la estructura interna de la Luna, formada por un gran manto y un pequeño núcleo rico en hierro.

## Superficie lunar

Cuando Galileo orientó por primera vez su telescopio hacia la Luna, vio dos tipos diferentes de terrenos: llanuras oscuras y tierras altas brillantes y craterizadas (Figura 24.10). Dado que las regiones oscuras se parecían a los mares de la Tierra, fueron denominados **maria** (en singular, **mare**). La misión *Apollo 11* demostró de manera concluyente que las maria son llanuras muy planas formadas por lavas basálticas. Estas vastas llanuras se concentran sobre todo en la cara de la Luna que está frente a la Tierra y cubren cerca del 16 por ciento de la superficie lunar. La inexistencia de grandes conos volcánicos sobre estas superficies es la prueba de las elevadas velocidades de erupción de lavas basálticas muy fluidas, parecidas a las coladas basálticas de la Columbia Plateau en la Tierra.

Por el contrario, las zonas de colores claros de la Luna se parecen a los continentes terrestres, por lo que los primeros observadores los denominaron **terrae** (tierra en latín). Estas zonas ahora se denominan **tierras altas lunares**, porque se elevan varios kilómetros por encima de los maria. Las rocas que se han recogido en estas tierras altas son sobre todo brechas, pulverizadas por los masivos bombardeos al comienzo de la historia de la Luna. La disposición de los **terrae** y los **maria** compone la legendaria «cara» del «hombre en la luna».

Los rasgos más obvios de la superficie lunar son los cráteres. Los mayores, que se muestran en la



**FIGURA 24.10.** Vista telescópica de la superficie lunar desde la Tierra. Las características principales son la maria oscura y las claras tierras altas repletas de cráteres (UCO/Lick Observatory Images).

Figura 24.10, tienen unos 250 km de diámetro, aproximadamente la anchura de Indiana. Un meteorioide de 3 m de diámetro puede abrir un cráter 50 veces mayor que él (unos 150 m de diámetro). Los cráteres mayores, como el Kepler, de 32 cm de diámetro y el Copérnico, de 93, se crearon como consecuencia del bombardeo de cuerpos con diámetros de 1 km o mayores (véase Figura 24.10). Se cree que estos dos cráteres son relativamente jóvenes debido a los *rayos luminosos* (material eyectado de color claro) que irradian hacia fuera a cientos de kilómetros.

### Historia de la superficie lunar

Las pruebas utilizadas para desvelar la historia de la superficie lunar provienen principalmente de la datación radiométrica de las rocas traídas en las misiones *Apollo* y de los estudios de las densidades de los cráteres; contando la cantidad de cráteres por unidad de superficie. Cuanto mayor es la densidad de los cráteres, más antiguo debe ser el rasgo topográfico. A partir de esas evidencias, los científicos concluyeron que la Luna evolucionó en cuatro fases: (1) la formación de la corteza original y de las tierras altas lunares; (2) la excavación

de las grandes cuencas de impacto; (3) el relleno de las cuencas de los maria y (4) la formación de los cráteres con rayos.

Durante los últimos estadios de su acreción, lo más probable es que la capa externa de la Luna estuviera completamente fundida: literalmente un océano de magma. Entonces, hace unos 4,4 miles de millones de años, el océano de magma comenzó a enfriarse y experimentó una diferenciación magmática (véase el Capítulo 4). La mayoría de los minerales densos, como el olivino y el piroxeno, se hundieron, mientras que los minerales de silicato menos densos flotaron para formar la corteza lunar primitiva. Las tierras altas están formadas por estas rocas ígneas que flotaron como un «capa de suciedad» entre el magma en cristalización. El tipo de roca más común en las tierras altas es la *anortosita*, compuesta principalmente de plagioclasas ricas en calcio.

Una vez formada, la corteza lunar recibía impactos continuos a medida que la Luna barría hacia sí las partículas del Sistema Solar. Durante esta época, se formaron varias grandes cuencas de impacto. Después, hace unos 3.800 millones de años, la Luna y el resto del Sistema Solar experimentaron un descenso súbito en la frecuencia de bombardeos de meteoritos.

El siguiente acontecimiento importante en la Luna fue el relleno de las grandes cuencas de impacto que se habían creado 300 millones de años antes (Figura 24.11). La datación radiométrica de los basaltos de las maria estima su edad entre 3.000 y 3.500 millones de años, bastante más joven que la corteza lunar inicial.

Se cree que los basaltos de los maria se originaron a profundidades de entre 200 y 400 km. Lo más probable es que fueran generados cuando la temperatura se elevó ligeramente, lo que se atribuye a la desintegración de los elementos radioactivos. Probablemente se produjo fusión parcial en varias cavidades aisladas, como indica la composición química de las rocas que se recogieron en las misiones *Apollo*. Las pruebas recientes sugieren que alguna de las erupciones que formaron los maria podrían haber tenido lugar hace tan solo mil millones de años.

Otras formas de relieve superficial de la luna relacionadas con este periodo volcánico son los pequeños volcanes en escudo (8-12 km de diámetro), evidencia de las erupciones piroclásticas, los surcos formados por caudales de lava localizados y los grábenes.

Las últimas estructuras prominentes en formarse fueron los cráteres con rayos, como el cráter Copérnico que tiene 90 km de anchura y se muestra en la Figura 24.10. El material eyectado de estas jóvenes depresiones cubre las superficies de los maria y muchos otros cráteres sin rayos que son más antiguos. Se cree que el cráter Copérnico, relativamente joven, tiene mil millones de años. Si se hubiera formado en la Tierra, la meteorización y la erosión lo hubieran hecho desaparecer.

### La superficie lunar hoy: meteorización y erosión

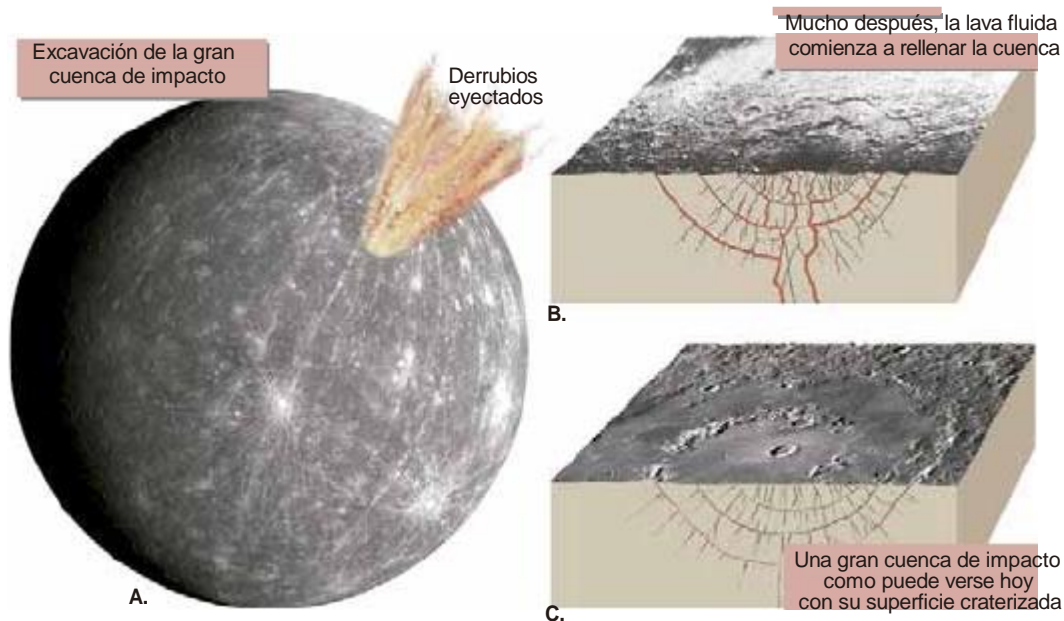
La pequeña masa y baja gravedad de la Luna explican su carencia de atmósfera o de agua de escorrentía. Por tanto, los procesos de meteorización y erosión que modifican continuamente la superficie terrestre están ausentes en la Luna. Además, no hay fuerzas tectónicas activas sobre la Luna, de manera que ya no se producen terremotos ni erupciones volcánicas. Sin embargo, dado que la Luna no está protegida por una atmósfera, se produce un tipo diferente de erosión: partículas diminutas procedentes del espacio (*micrometeoritos*) bombardean continuamente su superficie y alisan gradualmente el paisaje. Esta actividad ha aplastado y mezclado repetidas veces las partes superiores de la corteza lunar.

Tanto los maria como los terrae están cubiertos con una capa de derrubios grises no consolidados procedentes de unos cuantos miles de millones de años de bombardeo meteorítico (Figura 24.12). Esta capa, parecida al suelo, a la que se denomina con propiedad **regolito lunar** (*rhegos* = capa; *lithos* = piedra), está compuesta por rocas ígneas, brechas, perlas de vidrio y fino *polvo lunar*. El grosor del regolito lunar oscila entre 2 y 20 m, en función de la antigüedad de la superficie.

## PLANETAS Y LUNAS

### Mercurio, el planeta más interno

Mercurio, el planeta más pequeño y más interno, gira deprisa alrededor del Sol (88 días), pero rota lentamente



**FIGURA 24.11.** Formación y relleno de las grandes cuencas de impacto. **A.** El impacto de una masa del tamaño de un asteroide produjo un enorme cráter de centenares de kilómetros de diámetro y alteró la corteza lunar situada a gran distancia de ese cráter. **B.** Relleno del área del impacto con basaltos fluidos, quizá procedentes de la fusión parcial que se produjo en zonas profundas del manto lunar. **C.** Hoy en día, dichas cuencas constituyen los mares lunares y tienen un gran parecido con las estructuras de Mercurio.