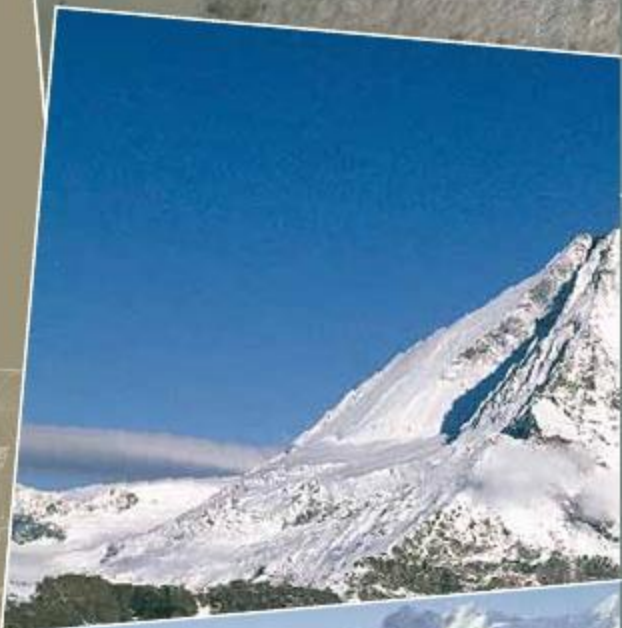
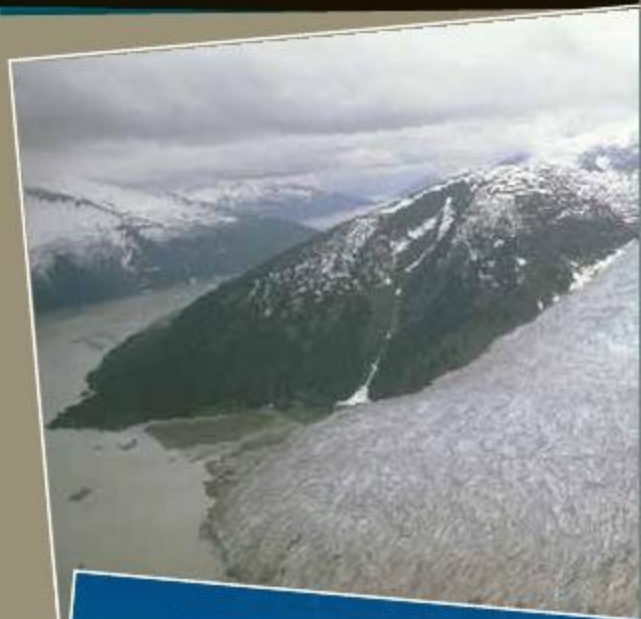


CAPÍTULO 18

Glaciares y glaciaciones





El clima ejerce una gran influencia sobre la naturaleza e intensidad de los procesos externos de la Tierra. Esto se ilustra con espectacularidad en este capítulo, ya que la existencia y la extensión de los glaciares están en gran medida controladas por el variable clima terrestre.

Como el agua de escorrentía y el agua subterránea, protagonistas de los dos capítulos anteriores, los glaciares constituyen un proceso erosivo notable. Estas masas de hielo en movimiento son responsables de la creación de muchas formas de relieve únicas y forman parte de un importante enlace en el ciclo de las rocas, en el cual los productos de la meteorización son transportados y depositados en forma de sedimentos.

En la actualidad, los glaciares cubren casi el 10 por ciento de la superficie terrestre; sin embargo, en el pasado geológico reciente los casquetes polares cubrían enormes áreas con hielo de miles de metros de espesor. Muchas regiones todavía tienen la marca de esos glaciares. El carácter fundamental de lugares tan diversos como los Alpes, Cape Cod y el valle Yosemite (Figura 18.1) fue labrado por masas de hielo glacial ahora desaparecidas. Además, regiones como Long Island, los Grandes Lagos y los fiordos de Noruega y Alaska deben su existencia a los glaciares. Como veremos, siguen esculpiendo y depositando derrubios en muchas regiones en la actualidad.

LOS GLACIARES: UNA PARTE DE DOS CICLOS BÁSICOS



GLACIERS AND GLACIATION

Introduction

Los glaciares forman parte de dos ciclos fundamentales del sistema Tierra: el ciclo hidrológico y el ciclo de las rocas. Previamente hemos aprendido que el agua de la hidrosfera está en un ciclo constante por la atmósfera, la biosfera y la geosfera. Una y otra vez el agua se evapora de los océanos a la atmósfera, precipita sobre la superficie terrestre y fluye por los ríos y bajo el terreno de vuelta al mar. Sin embargo, cuando las precipitaciones caen a grandes altitudes o a latitudes elevadas, el agua quizá no pueda abrirse camino inmediatamente hacia el mar. En cambio, puede convertirse en parte de un glaciar. Aunque el hielo se acabará fundiendo, permitiendo así que el agua siga su camino hacia el mar, esta última puede almacenarse en forma de hielo glaciar durante muchos decenios, centenares o incluso miles de años.

Un **glaciar** es una gruesa masa de hielo que se forma a lo largo de cientos o miles de años. Se origina en tierra a partir de la acumulación, la compactación y la recristalización de la nieve. Aunque lo parezca, un glaciar no permanece estático: los glaciares se mueven muy lentamente. Al igual que el agua de escorrentía, el agua subterránea, el viento y las olas, los glaciares son agentes erosivos dinámicos que acumulan, transportan y depositan sedimentos. Así, los glaciares están entre los procesos que cumplen con una función básica en el ciclo de las rocas. Aunque se encuentran glaciares en muchas partes actuales del mundo, la mayoría está localizada en zonas remotas, ya sea cerca de los polos terrestres o en las altas montañas.

Glaciares de valle (alpinos)

Existen literalmente miles de glaciares relativamente pequeños en zonas montañosas elevadas, donde suelen seguir a los valles que en un principio fueron ocupados por corrientes de agua. A diferencia de los ríos que previamente fluyeron por esos valles, los glaciares avanzan con lentitud, quizá solo unos pocos centímetros al día. Debido a su localización, estas masas de hielo en



FIGURA 18.1. Los glaciares continúan esculpiendo los Alpes suizos (Foto de Arno Balzarini/epa/Corbis).

movimiento se denominan **glaciares de valle** o **glaciares alpinos** (Figura 18.2). Cada glaciar es en realidad una corriente de hielo, confinada por paredes rocosas escarpadas, que fluyen valle abajo desde un centro de acumulación cerca de su cabecera. Como los ríos, los glaciares de valle pueden ser largos o cortos, anchos o estrechos, únicos o con afluentes que se bifurcan. En general, la anchura de los glaciares alpinos es pequeña en comparación con sus longitudes. Algunos se extienden tan solo una fracción de kilómetro, mientras que otros continúan durante muchas decenas de kilómetros. La rama occidental del glaciar Hubbard, por ejemplo, transcurre a lo largo de 112 km de terreno montañoso en Alaska y el territorio Yukon.

Glaciares de casquete

Al contrario que los glaciares de valle, los **glaciares de casquete** existen en una escala mucho mayor. La poca radiación solar anual total que alcanza los polos hace que estas regiones sean idóneas para grandes acumulaciones de hielo. Aunque en el pasado han existido muchos glaciares de casquete, solo dos alcanzan este estatus en la actualidad (Figura 18.3). En la zona del polo Norte, Groenlandia está cubierta por un glaciar de casquete imponente que ocupa 1,7 millones de km^2 , o alrededor del 80 por ciento de esta gran isla. Con un promedio de casi 1.500 m de espesor, en algunos lugares el hielo se extiende 3.000 m por encima del sustrato rocoso de la isla.

En el hemisferio Sur, el enorme glaciar de casquete de la Antártida alcanza un espesor máximo de casi 4.300 m y abarca un área de más de 13,9 millones de km^2 . Debido a las proporciones de esas enormes estructuras, a menudo se les denomina *glaciares continentales de*



FIGURA 18.2. Vista aérea del glaciar Taku cerca de Juneau, Alaska. Los glaciares de valle siguen modificando este paisaje montañoso (Foto de Michael Collier).

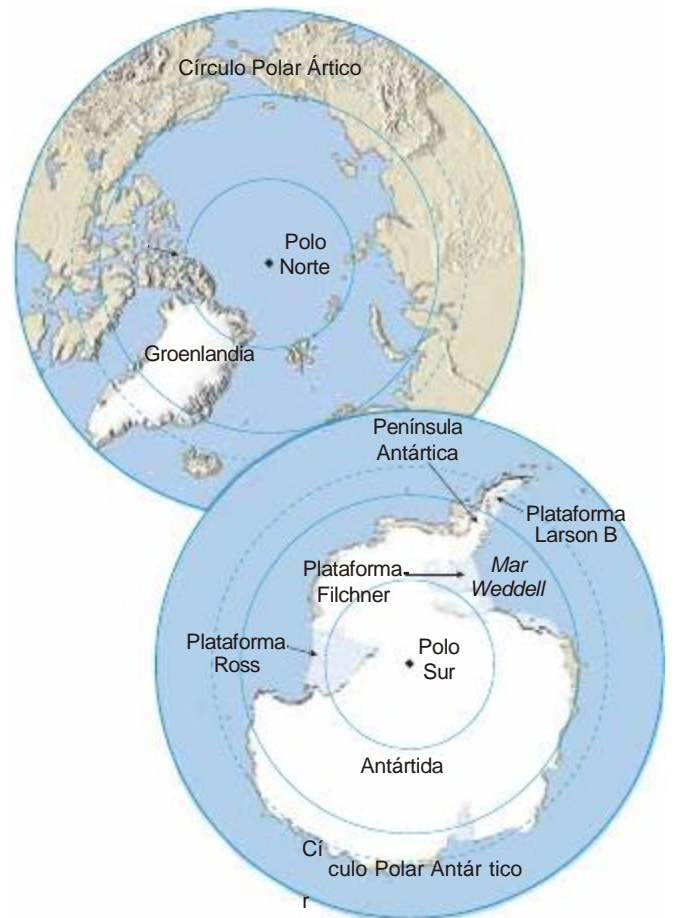


FIGURA 18.3. Los únicos glaciares continentales de casquete actuales son los que cubren Groenlandia y la Antártida. Sus áreas combinadas representan casi el 10 por ciento del área de superficie de la Tierra. El casquete polar de Groenlandia ocupa 1,7 millones de km^2 , o alrededor del 80 por ciento de la isla. El área del casquete polar antártico abarca casi 14 millones de km^2 . Las plataformas glaciares ocupan los 1,4 millones de km^2 más adyacentes al glaciar de casquete antártico.

casquete. De hecho, el conjunto de todas las áreas de glaciares continentales de casquete constituye en la actualidad casi el diez por ciento de la superficie terrestre.

Estas enormes masas fluyen en todas direcciones desde uno o más centros de acumulación de la nieve y ocultan por completo todo, excepto las zonas más elevadas del terreno subyacente. Incluso las fuertes variaciones de la topografía que hay debajo del glaciar suelen aparecer como ondulaciones relativamente suavizadas en la superficie del hielo. Esas diferencias topográficas, sin embargo, afectan al comportamiento de los glaciares de casquete, en especial cerca de sus márgenes, al guiar el flujo en ciertas direcciones y crear zonas de movimiento más rápido y más lento.

A lo largo de porciones de la costa antártica, el hielo glaciar fluye al interior de las bahías, creando las denominadas **plataformas glaciares**. Son masas grandes, relativamente planas, de hielo flotante que se extienden

A veces los alumnos preguntan...

Es difícil imaginarse la extensión real del glaciar de casquete groenlandés. ¿Podrían proporcionarnos una comparación con la que pudiéramos relacionarlo?

Prueben con esta. El glaciar de casquete tiene una longitud que se extendería desde Key West, Florida, a 100 millas al norte de Portland, Maine. Su anchura abarcaría desde Washington, D.C a Indianápolis. Dicho de otra forma: el glaciar de casquete es el 80 por ciento igual de grande que los Estados Unidos al este del río Mississippi. ¡El área del glaciar de casquete de la Antártida es unas ocho veces mayor!

mar adentro desde la costa, pero permanecen ligadas a la tierra por uno o más lados. Las plataformas son más gruesas en los lados situados tierra adentro y se adelgazan hacia el mar. Están sostenidas por el hielo del glaciar de casquete adyacente, además de ser alimentadas por la nieve y la congelación del agua del mar en sus bases. Las plataformas glaciares de la Antártida se extienden a lo largo de casi 1,4 millones de km^2 . Las plataformas glaciares Ross y Filchner son las mayores; la plataforma glaciar Ross abarca ella sola un área de un tamaño próximo al de Texas (Figura 18.3). En los últimos años, el control por satélite ha mostrado que algunas plataformas glaciares se están separando. Por ejemplo, en un intervalo de 35 días entre febrero y marzo de 2002, se fracturó y se separó del continente una plataforma glaciar en la parte occidental de la península antártica que se conoce como la plataforma glaciar Larsen B. Miles de icebergs viajaron a la deriva por el mar vecino de

Weddell. El evento fue capturado por satélite (Figura 18.4). Tal evento no es un acontecimiento aislado sino que forma parte de una tendencia. Desde 1974, siete plataformas que rodeaban la península Antártida la han hecho disminuir unos 13.500 km^2 . Los científicos atribuyen la ruptura de las plataformas glaciares al fuerte calentamiento global en la región.

Otros tipos de glaciares

Además de los glaciares de valle y glaciares de casquete, se han identificado también otros tipos de glaciares. Cubren algunas tierras elevadas y algunas mesetas con masas de hielo glaciar denominadas **glaciares de meseta**. Como las plataformas glaciares, los glaciares de meseta entierran por completo el paisaje subyacente, pero son mucho más pequeños que las estructuras de escala continental. Los glaciares de meseta aparecen en muchos lugares, entre ellos Islandia y algunas de las grandes islas del océano Ártico (Figura 18.5).

A menudo, los casquetes polares y los glaciares de casquete alimentan a **glaciares de desbordamiento**. Estas lenguas de hielo fluyen valle abajo extendiéndose hacia fuera de los márgenes de esas masas de hielo más grandes. Las lenguas son esencialmente glaciares de valle que se producen por el movimiento del hielo desde un casquete polar o un glaciar de casquete a través de terreno montañoso, hasta el mar. Cuando encuentran el océano, algunos glaciares de desbordamiento se expanden como plataformas glaciares flotantes. A menudo se producen muchos icebergs.

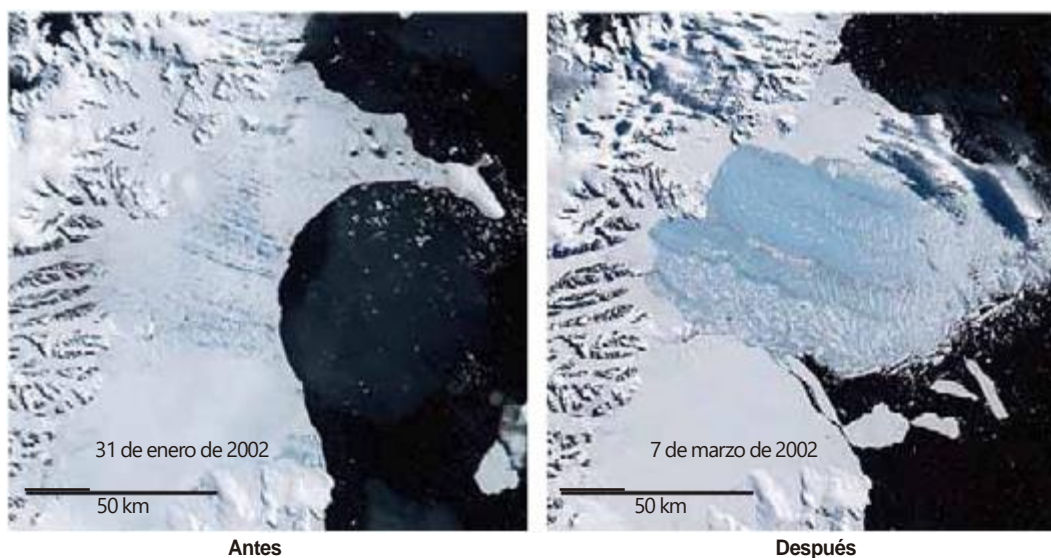


FIGURA 18.4. Estas imágenes de satélite documentan la rotura del glaciar de casquete Larsen B al comienzo de 2002. Obsérvese la parte inferior de la Figura 18.3 para ver dónde se encuentra el glaciar de casquete adyacente a la península Antártica. El área total del glaciar de casquete que se fracturó era de 3.250 km^2 . El espesor medio del hielo era de unos 220 m. Este acontecimiento liberó más de 700 miles de millones de toneladas métricas de icebergs.



FIGURA 18.5. El casquete polar de esta imagen captada por satélite es el Vatnajökull, al sureste de Islandia (*jökull* significa «casquete» en danés). En 1996 el volcán Grimsvötn entró en erupción por debajo del casquete y produjo grandes cantidades de agua glaciaria de fusión que creó inundaciones (Imagen Landsat de la NASA).

Los **glaciares de piedemonte** ocupan tierras bajas amplias en las bases de montañas escarpadas y se forman cuando uno o más glaciares alpinos surgen de las paredes de confinamiento de los valles de montaña. En este caso, el hielo que avanza se expande para formar un amplio casquete. El tamaño de los glaciares de piedemonte varía mucho. Entre los mayores se encuentra el glaciar Malaspina situado a lo largo de la costa del sur de Alaska. Abarca miles de kilómetros cuadrados de la llanura costera plana situada al pie de la elevada cordillera San Elías (Figura 18.6).

A veces los alumnos preguntan...

¿Se sabe cuántos glaciares hay en el mundo?

Se estima que en la actualidad unos 160.000 glaciares ocupan los territorios polares y de alta montaña de la Tierra. Los glaciares actuales solo cubren una tercera parte del área que cubrían durante el mayor apogeo de la última glaciación.

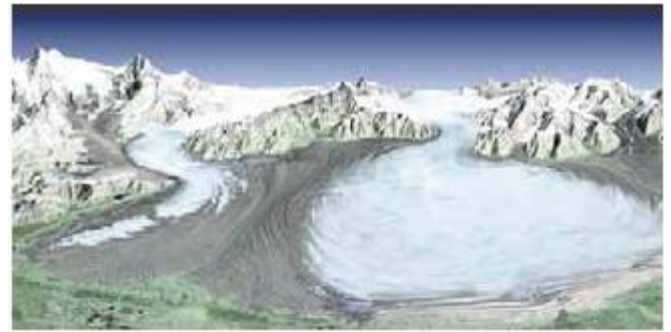


FIGURA 18.6. El glaciar Malaspina, al sureste de Alaska, es considerado un ejemplo clásico de un glaciar de piedemonte. Los glaciares de piedemonte se producen cuando los glaciares de valle salen de una cordillera montañosa y entran en tierras bajas extensas, ya no están confinados por los laterales y se expanden hasta convertirse en amplios lóbulos. El glaciar Malaspina es en realidad un glaciar compuesto, formado por la unión de varios glaciares de valle; entre ellos, los glaciares prominentes que aparecen aquí son el glaciar Agassiz (izquierda) y el glaciar Seward (derecha). En total, el glaciar Malaspina mide hasta 65 km de ancho y se extiende a lo largo de 45 km, desde el frente montañoso casi hasta el mar (Imagen de NASA/JPL).

¿Qué pasaría si se fundiera el hielo?

¿Qué cantidad de agua se almacena en el hielo de un glaciar? Los cálculos realizados por el U. S. Geological Survey indican que solo algo más del 2 por ciento del agua mundial se encuentra en los glaciares. Pero incluso un 2 por ciento de una cantidad enorme es mucho. El volumen total aproximado de solo los glaciares de valle es 210.000 kilómetros cúbicos, comparable a la combinación del volumen de los lagos de agua salina y de agua dulce más grandes del mundo.

En cuanto a los glaciares de casquete, el de la Antártida está compuesto por el 80 por ciento del hielo mundial y casi un 65 por ciento del agua dulce de la Tierra, y cubre casi 1,5 veces el área de los Estados Unidos. Si este



FIGURA 18.7. En este mapa de una parte de Norteamérica se muestra la línea de costa actual en comparación con la línea de costa que habría si se fundieran los glaciares de casquete actuales de Groenlandia y la Antártida.

hielo se fundiera, el nivel del mar se elevaría alrededor de 60 a 70 m y el océano inundaría muchas zonas costeras densamente pobladas (véase Figura 18.7).

La importancia hidrológica del hielo de la Antártida puede ilustrarse de otra manera. Si la plataforma glacial se fundiera a un ritmo uniforme, podría alimentar (1) el río Mississippi durante más de 50.000 años, (2) todos los ríos de Estados Unidos durante unos 17.000 años, (3) el río Amazonas durante aproximadamente 5.000 años o (4) todos los ríos del mundo durante unos 750 años.

FORMACIÓN Y MOVIMIENTO DEL HIELO GLACIAR



GLACIERS AND GLACIATION

Budget of a Glacier

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glacial; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Los glaciares se forman en el reino polar de las altas latitudes porque, aunque las nevadas totales anuales son modestas, las temperaturas son tan bajas que la nieve casi no se fusiona. Los glaciares pueden formarse en las montañas porque las temperaturas bajan a medida que aumenta la altitud. Por tanto, incluso cerca del ecuador, pueden formarse glaciares en altitudes superiores a 5.000 m. Un ejemplo es el monte Kilimanjaro en Tanzania, que está situado prácticamente encima del ecuador a una altitud de 5.895 m, y que cuenta con glaciares en su cumbre. Como cabe esperar, la elevación del límite de las nieves perpetuas varía con la latitud: cerca del ecuador, se sitúa en la parte alta de las montañas mientras que en los alrededores del paralelo 60 se sitúa en el, o cerca del, nivel del mar. Antes de que se cree un glaciar, la nieve debe convertirse en hielo glacial.

A veces los alumnos preguntan...

En el capítulo , nos comentaron que el hielo glacial es una roca metamórfica, lo que hace que sea parte de la geosfera. El hielo glacial es también parte del ciclo hidrológico, ¿se considera también parte de la hidrosfera?

Sí, es posible situar al hielo glacial en las dos «esferas». Además los científicos también lo sitúan en su propia «esfera»: la criosfera. La palabra proviene del término griego kryos, que quiere decir «hielo o helado». La criosfera se refiere a la parte de la superficie terrestre donde el agua está en estado sólido, como la nieve, los glaciares, el hielo marino, el hielo de agua dulce y el suelo congelado (permafrost).

Formación del hielo glacial

Cuando las temperaturas permanecen por debajo del punto de congelación después de una nevada, la acumulación esponjosa de los delicados cristales hexagonales pronto empieza a cambiar. A medida que el aire se infiltra por los espacios que quedan entre los cristales, los extremos de los cristales se evaporan y el vapor de agua se condensa cerca de su centro. De esta manera los copos de nieve se hacen más pequeños, más gruesos y más esféricos, y desaparecen los espacios porosos grandes. Mediante este proceso, el aire es expulsado y, lo que en una ocasión fue nieve esponjosa y ligera, recrystaliza en una masa mucho más densa de pequeños granos que tienen la consistencia de una arena gruesa. Esta nieve recrystalizada granular se denomina **neviza** y suele encontrarse como componente de antiguos bancos de nieve cerca del final del invierno. A medida que se añade más nieve, aumenta la presión en las capas inferiores, compactando con ello los granos de hielo situados en profundidad. Cuando el espesor del hielo y de la nieve supera los 50 m, el peso es suficiente para fusionar la neviza en una masa sólida de cristales de hielo entrelazados. Se acaba de formar el hielo glacial.

La velocidad a la que ocurre esta transformación es variable. En zonas donde se produce una gran acumulación de nieve al año, el enterramiento es relativamente rápido y la nieve puede transformarse en hielo glacial en una década o menos. Cuando la acumulación anual de nieve es menos abundante, el enterramiento es lento y la transformación de nieve en hielo glacial puede tardar cientos de años.

Movimientos de un glaciar

El movimiento del hielo glacial se suele denominar *flujo*. El hecho de que el movimiento glacial se describa de esta manera parece paradójico: ¿cómo puede fluir un sólido? La forma mediante la cual fluye el hielo es compleja y básicamente de dos tipos. El primero de ellos, el **flujo plástico**, implica el movimiento *dentro* del hielo. El hielo se comporta como un sólido quebradizo hasta que la presión que tiene encima es equivalente al peso de unos 50 m de hielo. Una vez sobrepasada esta carga, el hielo se comporta como un material plástico y empieza a fluir. Este flujo se produce debido a la estructura molecular del hielo. El hielo glacial está constituido por capas de moléculas empaquetadas unas sobre otras. Las uniones entre las capas son más débiles que las existentes dentro de cada capa. Por consiguiente, cuando un esfuerzo sobrepasa la fuerza de los enlaces que mantienen unidas las capas, estas permanecen intactas y se deslizan unas sobre otras.

Un segundo mecanismo, y a menudo igual de importante, del movimiento glacial consiste en el desplazamiento de toda la masa de hielo a lo largo del terreno.

Con la excepción de algunos glaciares localizados en las regiones polares, donde el hielo está probablemente congelado hasta el lecho de roca sólida, se piensa que la mayoría de los glaciares se mueve mediante este proceso denominado **deslizamiento basal**. En este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un gato hidráulico y quizá como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca. El origen del agua líquida está relacionado en parte con el hecho de que el punto de fusión del hielo disminuye a medida que aumenta la presión. Por consiguiente, en las zonas profundas del interior de un glaciar, el hielo puede estar en el punto de fusión, aun cuando su temperatura sea inferior a 0 °C.

Además, otros factores pueden contribuir a la presencia de agua de fusión dentro de las zonas profundas del glaciar. Las temperaturas pueden incrementarse mediante el flujo plástico (un efecto similar al calentamiento por fricción), el calor añadido desde el interior de la Tierra y la recongelación del agua de fusión que se ha escurrido desde arriba. El último proceso depende de la propiedad, según la cual, a medida que el agua cambia de estado de líquido a sólido, se libera calor (denominado calor latente de fusión).

En la Figura 18.8 se ilustran los efectos de estos dos tipos básicos de movimiento glaciar. Este perfil vertical a través de un glaciar también demuestra que no todo el hielo fluye hacia delante a la misma velocidad. La fricción por arrastre con el fondo del sustrato rocoso hace que las partes inferiores del glaciar se muevan mucho más despacio.

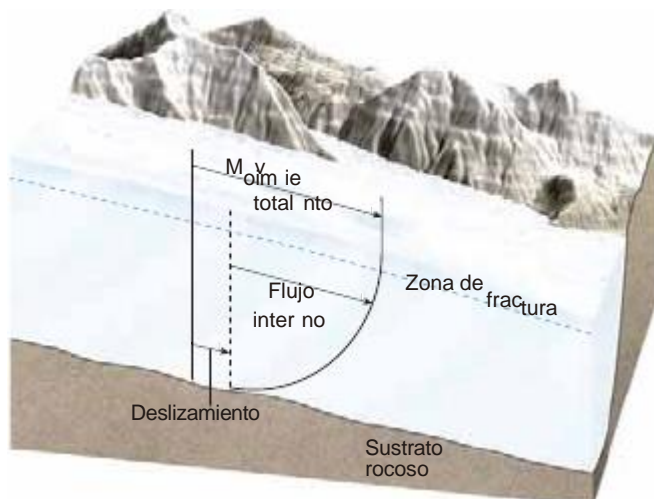


FIGURA 18.8. Corte vertical a través de un glaciar que ilustra el movimiento del hielo. El movimiento del glaciar se divide en dos componentes. Por debajo de los 50 m, el hielo se comporta plásticamente y fluye. Además, toda la masa de hielo puede deslizarse a lo largo del terreno. El hielo de la zona de fractura es transportado «a caballo». Obsérvese que la velocidad de movimiento es la más lenta en la base del glaciar donde la fricción por arrastre es mayor.

Al contrario que en la parte inferior del glaciar, los 50 m superiores, más o menos, no están sometidos a la suficiente presión como para exhibir flujo plástico. Antes bien, el hielo de esta zona superior es frágil y se le suele denominar, con propiedad, **zona de fractura**. El hielo de la zona de fractura es transportado «a caballo» por el hielo inferior. Cuando el glaciar se mueve sobre un terreno irregular, la zona de fractura está sujeta a tensión, lo que provoca hendiduras denominadas **grietas** (Figura 18.9). Estas hendiduras abismales pueden hacer que sea peligroso viajar a través de los glaciares y pueden extenderse hasta profundidades de 50 m. Por debajo de esta profundidad, el flujo plástico las sella.

Velocidades de movimiento de un glaciar

A diferencia del flujo de las corrientes de agua, el movimiento de los glaciares no es evidente. Si pudiéramos observar el movimiento de un glaciar alpino, veríamos



FIGURA 18.9. Las grietas se forman en el frágil hielo de la zona de fractura. Pueden alcanzar los 50 m de profundidad y, como es lógico, pueden hacer que resulte peligroso viajar por un glaciar (Foto de Bo Tornvig/age fotostock).

que, como el agua de un río, todo el hielo del valle no se mueve valle abajo a una velocidad igual. De la misma manera que la fricción con el fondo del lecho de roca hace más lento el movimiento del hielo en el fondo del glaciar, la fricción creada por las paredes del valle hace que el flujo sea mayor en el centro del glaciar. Esto se demostró por primera vez por experimentos realizados durante el siglo XIX, en los cuales se colocaron unos marcadores en una línea recta que atravesaba la parte superior de un glaciar de valle. Periódicamente se fueron controlando las posiciones de las estacas, que revelaron el tipo de movimiento que se acaba de describir. En el Recuadro 1.2, pág. 16, se amplía la información sobre estos experimentos.

¿Con qué velocidad se mueve el hielo glaciar? Las velocidades medias varían considerablemente de un glaciar a otro¹. Algunos se mueven tan despacio que los árboles y otro tipo de vegetación pueden establecerse bien en los derrubios que se han acumulado en la superficie del glaciar, mientras que otros se mueven a velocidades de hasta varios metros al día. Por ejemplo, el glaciar Byrd, un glaciar de desbordamiento de la Antártida que fue estudiado durante 10 años utilizando imágenes de satélite, se movía a una velocidad de 750 a 800 m al año (unos 2 m al día). Otros glaciares del estudio avanzaban a una cuarta parte de esa velocidad.

El avance de algunos glaciares se caracteriza por periodos de movimientos extremadamente rápidos denominados **oleadas**. Los glaciares que exhiben dicho movimiento pueden fluir de una manera aparentemente normal y luego acelerar durante un tiempo relativamente corto antes de volver de nuevo a la velocidad normal. Las velocidades de flujo durante las oleadas son de hasta 100 veces la velocidad normal. Las pruebas indican que muchos glaciares pueden ser de este tipo.

Todavía no está claro si el mecanismo que provoca estos movimientos rápidos es el mismo para todos los glaciares de tipo oleada. Sin embargo, los investigadores que estudiaron el glaciar Variegated que aparece en la Figura 18.10 han determinado que las oleadas de esta masa glaciar toman la forma de un aumento rápido del deslizamiento basal causado por aumentos de la presión del agua por debajo del hielo. El incremento de la presión del agua a la base del glaciar actúa para reducir la fricción entre el lecho de roca subyacente y el hielo en movimiento. La formación de la presión, a su vez, está relacionada con los cambios en el sistema de pasajes que conducen agua a lo largo del lecho del glaciar y la liberan como un desagüe al final.

¹ Los equipos especializados de los satélites nos permiten supervisar algunos glaciares desde el espacio. La Figura 1.B del Recuadro 1.1 (pág. 14) proporciona un ejemplo de supervisión del movimiento del glaciar Lambert de la Antártida.

Agosto de 1964



Agosto de 1965



FIGURA 18.10. La oleada del glaciar Variegated, un glaciar de valle cerca de Yakutat, Alaska, al noroeste de Juneau, es captada en estas dos fotografías aéreas tomadas con un año de diferencia. Durante una oleada, las velocidades del hielo del glaciar Variegated son de 20 a 50 veces mayores que durante una fase inactiva (Fotos de Austin Post, U. S. Geological Survey).

Balance de un glaciar

La nieve es la materia prima a partir de la cual se origina el hielo glaciar; por consiguiente, los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite durante el verano. Los glaciares están constantemente ganando y perdiendo hielo.

Zonas glaciares

La acumulación de la nieve y la formación de hielo se producen en la zona de **acumulación**. Sus límites externos están definidos por el límite de las nieves perpetuas. Como se ha comentado antes, la altitud del límite de las nieves perpetuas varía mucho, desde el nivel del mar en las regiones polares a altitudes cercanas a los

5.000 m en las áreas tropicales. Por encima del límite de las nieves perpetuas, en la zona de acumulación, la adición de nieve aumenta el espesor del glaciar y propicia su movimiento. Más allá del límite de las nieves perpetuas se encuentra la **zona de ablación**. En esta zona se produce una pérdida neta del glaciar, ya que se derrite toda la nieve del invierno anterior, así como algo del hielo glaciar (Figura 18.11).

Además de la fusión, los glaciares también se desgastan cuando se rompen grandes fragmentos de hielo del frente del glaciar en un proceso denominado **desmembramiento**. El desmembramiento glaciar crea *icebergs* en lugares donde el glaciar ha alcanzado el mar o un lago (Figura 18.12). Ya que los icebergs son ligeramente menos densos que el agua de mar, flotan muy hundidos en el agua, con más del 80 por ciento de su masa sumergida. A lo largo de los márgenes de las plataformas glaciares de la Antártida, el desmembramiento glaciar es la principal manera por medio de la cual esas masas pierden hielo. Los icebergs relativamente planos producidos aquí pueden tener un diámetro de varios kilómetros y un espesor de 600 m. Por comparación, miles de icebergs de forma irregular son producidos por los glaciares de desbordamiento que fluyen desde los márgenes de la plataforma glaciar de Groenlandia.

Muchos derivan hacia el sur y se abren camino hacia el Atlántico Norte, donde pueden constituir graves peligros para la navegación.

Que el frente de un glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del balance del glaciar. El **balance glaciar** es el equilibrio, o falta de equilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida en el extremo inferior. Esta pérdida se denomina **ablación**. Si la acumulación de hielo supera la ablación, el frente glaciar avanza hasta que los dos factores se equilibran. Cuando esto ocurre, el final del glaciar permanece estacionario.

Si una tendencia al calentamiento aumenta la ablación o si una reducción de las nevadas disminuye la acumulación, o ambas cosas, el frente de hielo retrocederá (Recuadro 18.1). A medida que el final del glaciar se retrae, disminuye la extensión de la zona de ablación. Por consiguiente, con el tiempo se alcanzará un nuevo equilibrio entre acumulación y desgaste, y el frente de hielo volverá a ser estacionario.

Ya esté avanzando, retrocediendo o en estado estacionario el margen de un glaciar, el hielo dentro del glaciar sigue fluyendo hacia delante. En el caso de un glaciar en recesión, el hielo todavía fluye hacia delante, pero no con suficiente rapidez como para contrarrestar

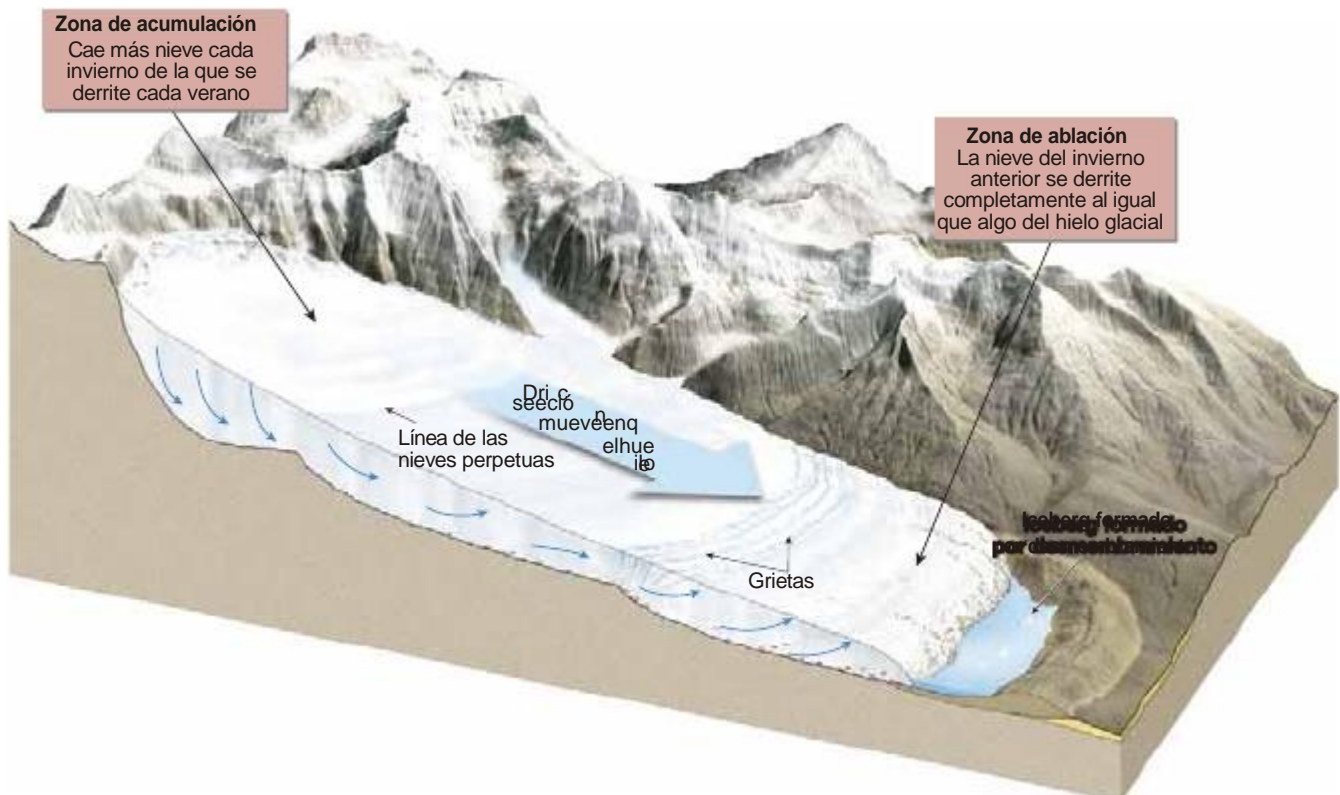


FIGURA 18.11. La línea de las nieves perpetuas separa la zona de acumulación y la zona de ablación. Por encima de esta línea, cae más nieve cada invierno de la que se derrite cada verano. Por debajo de esta línea, la nieve del invierno anterior se derrite completamente al igual que algo del hielo subyacente. Que el margen del glaciar avance, retroceda o permanezca estacionario depende del equilibrio entre la acumulación y el desgaste (ablación). Cuando un glaciar atraviesa un terreno irregular, se forman *grietas* en la parte frágil.



FIGURA 18.12. Los icebergs se forman cuando grandes trozos del glaciar se separan de su parte frontal una vez ha tocado una masa de agua. En la imagen grande, el hielo se está separando del final del glaciar Hubbard en el parque nacional Wrangell-St. Elias, Alaska (Foto de Bernhard Edmaier/Photo Researchers, Inc.). Como ilustra el esquema, solo el veinte por ciento (o menos) de un iceberg sobresale del nivel del agua. La foto más pequeña muestra un iceberg en el mar Labrador de Canadá. Nótese el kayak rojo a modo de escala (Foto por Radius Images/Photolibary).

la ablación. Esta cuestión se ilustra bien en la Figura 1.D, pág. 16. Mientras la línea de estacas colocadas en el glaciar Rhone siguió moviéndose valle abajo, el final del glaciar iba retrocediendo lentamente valle arriba.

El balance glaciar de Groenlandia

¿Está creciendo o retrocediendo el glaciar de casquete de Groenlandia? La respuesta a esta pregunta en apariencia simple no es tarea sencilla y es mucho más complicada en el caso de los glaciares de casquete que en los glaciares de valle. Respuestas precisas requieren grandes cantidades de datos. Realizar estudios de campo en un valle glaciar plantea notables retos, como es la recogida de muestras de una amplia zona con clima extremo en una parte remota sobre un extenso periodo de tiempo. Solo es posible recopilar datos durante cortos periodos anuales en lugares muy separados. La información recopilada por estos estudios, aunque útil, solo nos da un atisbo sobre lo que está sucediendo en el glaciar de casquete groenlandés. Sin embargo, en los últimos años las observaciones de los satélites han comenzado a proporcionar a los científicos los datos necesarios para empezar a determinar si los márgenes del glaciar de casquete están fusionándose con más

rapidez de la que se acumula hielo en el interior (pérdida neta) o si el nuevo hielo está acumulándose más deprisa en el interior de lo que se desgasta en los márgenes (ganancia neta).

El mapa de la Figura 18.13 se preparó utilizando los datos de satélite obtenidos desde 2003 a 2005. En este periodo, la costa de la isla perdió 155 gigatoneladas de hielo anuales, mientras que la acumulación de nieve en el interior del glaciar de casquete fue de tan solo 54 gigatoneladas anuales. Es obvio que durante este periodo dominaron los procesos que provocan una pérdida neta de masa.

EROSIÓN GLACIAR

Los glaciares son capaces de una gran erosión. Para cualquiera que haya observado el final de un glaciar alpino, las pruebas de su fuerza erosiva son claras (Figura 18.14). Se puede ser testigo de primera mano de la liberación de material rocoso de varios tamaños, por el hielo, cuando se funde. Todos los signos llevan a la conclusión de que el hielo ha arañado, restregado y roto la roca del fondo y las paredes del valle y las ha transportado valle abajo. Sin embargo, cabe destacar que los

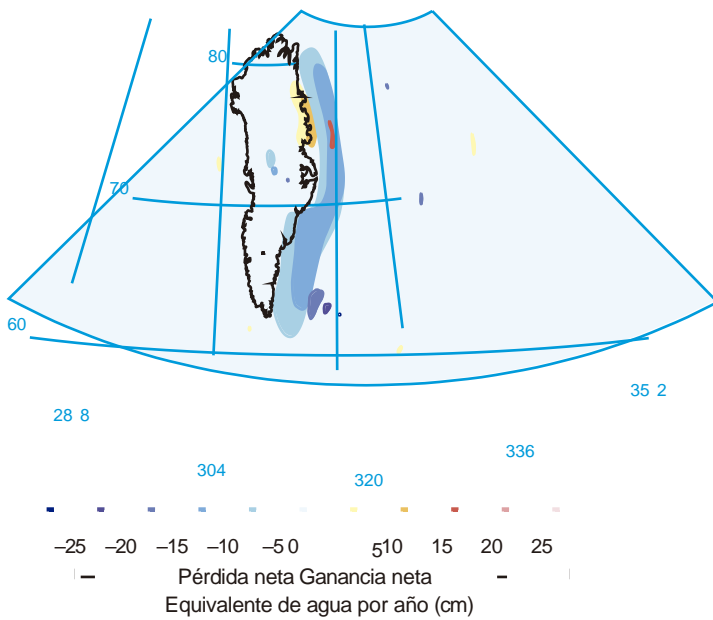


FIGURA 18.13. Este mapa se compuso a partir de las observaciones de los satélites Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) de la NASA. Muestra los lugares de Groenlandia que aumentaron su masa durante el periodo de estudio de 2003 a 2005 y los que perdieron. Mientras en el centro de la isla se acumulaba el equivalente a 10-15 cm de agua por año (zonas rojas y naranjas), una zona mucho mayor experimentó pérdidas de entre 5 a 25 cm anuales. En total, Groenlandia perdió un 20 por ciento más de masa de la que recibió en forma de nevadas anuales. Estos resultados son coherentes con las tendencias en pérdida de hielo que se han documentado en otras observaciones de Groenlandia (NASA).

procesos gravitacionales en las regiones montañosas hacen importantes aportaciones a la carga de sedimentos de un glaciar. La foto que abre el Capítulo 15 en la página 464 nos proporciona un ejemplo notable.

Una vez que un derrubio rocoso es adquirido por el glaciar, la enorme competencia del hielo no permitirá que los derrubios se sedimenten como la carga transportada por una corriente de agua o por el viento. De hecho, como medio de transporte de sedimentos, el hielo no tiene parangón. Por consiguiente, los glaciares pueden transportar enormes bloques que ningún otro agente erosivo podría posiblemente mover (Figura 18.15). Aunque los glaciares actuales son de importancia limitada como agentes erosivos, muchos paisajes que fueron modificados por los glaciares que dominaban el planeta durante el periodo glacial más reciente reflejan todavía un alto grado de trabajo del hielo.

Los glaciares erosionan el terreno fundamentalmente de dos maneras: arranque y abrasión. En primer lugar, a medida que un glaciar fluye sobre una superficie fracturada del lecho de roca, ablanda y levanta bloques de roca y los incorpora al hielo. Este proceso, conocido como **arranque**, se produce cuando el agua de fusión penetra en las grietas y las diaclasas del lecho de roca del fondo del glaciar y se congela. Conforme el agua se expande, actúa como una enorme palanca que suelta la roca levantándola. De esta manera, sedimentos de todos los tamaños entran a formar parte de la carga del glaciar.

El segundo proceso erosivo importante es la **abrasión** (Figura 18.16). A medida que el hielo y su carga de fragmentos rocosos se deslizan sobre el lecho de roca, funcionan como papel de lija que alisa y pule la superficie situada debajo. La roca pulverizada producida por la «molienda» glaciar se denomina con propiedad **harina de roca**. Se puede producir tanta harina de roca que las corrientes de agua de fusión que fluyen fuera de un glaciar a menudo tienen el aspecto grisáceo de la leche desnatada y ofrecen pruebas visibles del poder de molienda del hielo.



FIGURA 18.14. Los glaciares producen una gran erosión. Como se muestra en los derrubios finales del glaciar de Alaska, se depositan grandes cantidades de sedimentos no seleccionados denominados till (Foto de Michael Collier).



FIGURA 18.15. Un gran bloque transportado por un glaciar en el parque nacional de Denali en Alaska. Estos bloques se denominan *erráticos glaciares* (Foto de Michael Collier).



A.



B.

FIGURA 18.16. A. La abrasión glaciar creó los arañazos y surcos de este lecho de roca. El glaciar Cove, Prince William Sound, noreste de Whittier, Alaska. B. Granito pulido por un glaciar en el parque nacional Yosemite en California (Foto de Michael Collier).

Cuando el hielo del fondo de un glaciar contiene grandes fragmentos de roca, pueden incluso excavarse arañazos y surcos en el lecho de roca denominados **estrías glaciares** (Figura 18.16A). Esos surcos lineales proporcionan pistas sobre la dirección del flujo de hielo. Cartografiando las estrías a lo largo de grandes áreas, pueden a menudo reconstruirse los modelos de flujo glaciar. Por otro lado, no toda la acción abrasiva produce estrías. El hielo y su carga de partículas más finas también pueden llegar a pulir mucho las superficies rocosas sobre las cuales se desplaza el glaciar. Las grandes superficies de granito suavemente pulido del Parque Nacional Yosemite proporcionan un ejemplo excelente (Figura 18.16B).

Como ocurre con otros agentes de erosión, la velocidad de erosión de un glaciar es muy variable. Esta erosión diferencial llevada a cabo por el hielo está muy controlada por cuatro factores: (1) velocidad de movimiento del glaciar; (2) espesor del hielo; (3) forma, abundancia y dureza de los fragmentos de roca contenidos en el hielo en la base del glaciar, y (4) erosionabilidad de la superficie por debajo del glaciar. Variaciones en uno o en todos esos factores de un momento a otro o de un lugar a otro significan que los rasgos, efectos y grado de modificación del paisaje en las regiones glaciares pueden variar enormemente.

FORMAS CREADAS POR LA EROSIÓN GLACIAR



GLACIERS AND GLACIATION
Reviewing Glacial Features

Los efectos erosivos de los glaciares de valle y de los glaciares de casquete son bastante diferentes. Es probable que un visitante a una región montañosa llena de glaciares vea una topografía afilada y angulosa. La razón es que, a medida que los glaciares alpinos se desplazan valle abajo, tiendan a acentuar las irregularidades del paisaje montañoso creando paredes más escarpadas y haciendo incluso más dentados los marcados picos. Por el contrario, los glaciares de casquete continental generalmente pasan por encima del terreno y, por tanto, suavizan, más que acentúan, las irregularidades que encuentran. Aunque la potencia erosiva de los glaciares de casquete es enorme, las formas esculpidas por esas enormes masas de hielo no suelen inspirar la misma admiración y temor reverente que los rasgos erosivos creados por los glaciares de valle. Gran parte del escarpado escenario montañoso tan celebrado por su majestuosa belleza es el producto de la erosión de los glaciares alpinos. En la Figura 18.17 se muestra un área

montañosa antes, durante y después de una glaciación. En los apartados siguientes abordaremos esta cuestión a menudo.

Valles glaciares

Una excursión por un valle glaciar revela una serie de rasgos notables creados por el hielo. El valle, en sí mismo, es a menudo una visión extraordinaria. A diferencia de las corrientes de agua, que crean sus propios valles, los glaciares toman el camino de menor resistencia siguiendo el curso de los valles de corriente

existentes. Antes de la glaciación, los valles de montaña son característicamente estrechos y en forma de V, porque las corrientes de agua están muy por encima del nivel de base y, por consiguiente, están ejerciendo erosión en la vertical. Sin embargo, durante la glaciación esos valles estrechos experimentan una transformación conforme el glaciar los ensancha y profundiza, creando un **valle glaciar** en forma de U (Figura 18.17C y Figura 18.18). Además de producir un valle más ancho y más profundo, el glaciar también endereza el valle. A medida que el hielo fluye alrededor de las pronunciadas curvas, su gran fuerza erosiva elimina los espolones

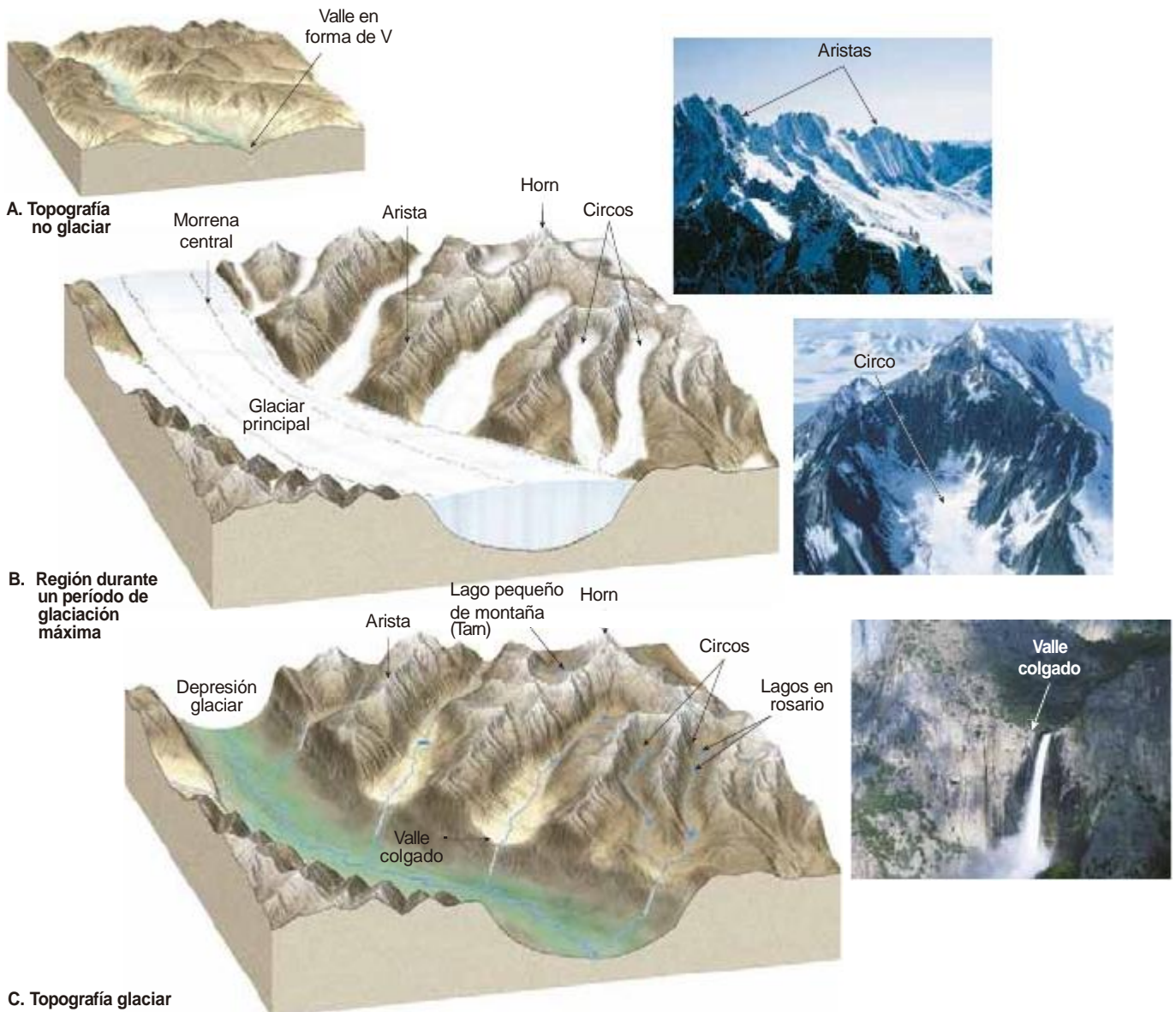


FIGURA 18.17. Antes de la glaciación, un valle de montaña es normalmente estrecho y en forma de V. Durante la glaciación, un glaciar alpino se ensancha, se profundiza y endereza el valle, creando la depresión glaciar en forma de U. En estos diagramas de un área hipotética se muestra el desarrollo de formas erosivas creadas por glaciares alpinos. El paisaje no glaciar de la parte **A** está modificado por glaciares de valle en la parte **B**. Después del retroceso del hielo, en la parte **C**, el terreno tiene un aspecto muy diferente al anterior a la glaciación (Foto del circo por Marli Miller, foto del Hanging Valley por Marc Muench, foto de la arista de James E. Patterson).

de tierra que se extienden en el valle. Los resultados de esta actividad son acantilados de forma triangular denominados **espolones truncados** (Figura 18.17).

La intensidad de la erosión glacial que tiene lugar en los diferentes valles de una zona montañosa varía. Antes de la glaciación, las desembocaduras de los sistemas tributarios se unen al valle principal con la misma elevación que ese río tiene en el valle. Durante la glaciación, la cantidad de hielo que fluye por el valle principal puede ser mucho mayor que la que avanza por cada uno de los afluentes. Por consiguiente, el valle que acomoda el glaciar principal se erosiona con más profundidad que los valles menores que lo alimentan. Por tanto, cuando los glaciares acaban retrocediendo, los valles de los glaciares afluentes quedan por encima de la depresión glacial principal, y se denominan **valles colgados** (Figura 18.17). Los ríos que fluyen a través de valles colgados pueden producir cascadas espectaculares, como las del Parque Nacional Yosemite (Figura 18.17).

Mientras ascienden por un valle glaciar, los excursionistas pueden pasar por una serie de depresiones en la roca del fondo del valle que fueron creadas probablemente por arranque y luego pulidas por la fuerza abrasiva del hielo. Si esas depresiones se llenan de agua, se denominan **lagos en rosario** (Figura 18.17).

En la cabecera de un valle glaciar hay una estructura muy característica y a menudo imponente denominada **circo**. Como muestra la Figura 18.17, estas depresiones

en forma de tazón tienen paredes escarpadas en tres lados, pero están abiertas por el lado que desciende al valle. El circo es el punto focal de crecimiento del glaciar, porque es la zona de acumulación de nieve y de formación de hielo. Los circos empiezan como irregularidades en el lado de la montaña que luego van siendo aumentadas de tamaño por el acuñaamiento de hielo y el arranque producido en los lados y en el fondo del glaciar. Después de la desaparición del glaciar, la cuenca del circo suele ser ocupada por un pequeño lago de montaña denominado **tarn** (Figura 18.17).

A veces, cuando hay dos glaciares en los lados opuestos de una divisoria, que se alejan uno del otro, la cresta divisoria que queda entre sus circos va siendo eliminada a medida que el arranque y la acción del hielo aumentan el tamaño de cada uno de ellos. Cuando esto ocurre, las dos depresiones glaciares llegan a cruzarse, creando una garganta o paso de un valle al otro. A esta estructura se la denomina **un collado**. Algunos pasos de montaña importantes que son collados son: el paso de St. Gotthard en los Alpes suizos, el de Tioga en Sierra Nevada, California, y el de Berthoud en las Rocosas, Colorado.

Antes de dejar el tema de los valles glaciares y sus rasgos asociados, deben comentarse unas estructuras bastante bien conocidas: los fiordos. Los **fiordos** son ensenadas profundas, a menudo espectaculares, de laderas escarpadas, presentes en zonas de latitudes



FIGURA 18.18. Antes de la glaciación, un valle de montaña es normalmente estrecho y en forma de V. Durante la glaciación, un glaciar alpino se ensancha, se profundiza y endereza el valle, creando la depresión glacial en forma de U que se ve aquí. Valle de Romsdal, Noruega (Foto de Hal Beral/Corbis).

La Tierra como sistema

Glaciares en retroceso

RECUADRO 18.1

Los glaciares son sensibles a los cambios en las temperaturas y las precipitaciones y, por tanto, pueden proporcionar pistas sobre los cambios climáticos. En 1991, unos excursionistas encontraron los restos momificados de un hombre del Neolítico en los Alpes. Estos restos estaban blindados y se habían preservado en el hielo glaciar durante más de 5.000 años. Este descubrimiento y su análisis posterior proporcionaron una fascinante visión de un tiempo bien distinto y cautivó al mundo. El descubrimiento también suponía que el glaciar había alcanzado su nivel mínimo en 5.000 años. El glaciar meneguante que conservaba el «hombre de hielo» no es un caso único.

En Norteamérica, uno de los glaciares más visitados es el glaciar Athabasca, una lengua de hielo de 7 km que se extiende desde el Columbia Icefield en las escarpadas Rocosas Canadienses. La gente que regrese a la zona unos años después de su primera visita se percatará del cambio de posición al final del glaciar (Figura 18.A). En los últimos 125 años, el glaciar Athabasca ha perdido la mitad de su volumen y ha retrocedido más de un kilómetro y medio, dejando en su lugar una gruesa e irregular capa de derrubios rocosos.

En el último siglo, los glaciares de todo el mundo, salvo pocas excepciones, han estado retrocediendo a velocidades sin precedentes (Figura 18.B) y algunos han desaparecido por completo. Según un estudio de los datos proporcionados por los satélites, entre



FIGURA 18.A. Glaciar Athabasca en el parque nacional Jasper, en las Rocosas Canadienses. Esta foto fue tomada en agosto de 2005. El marcador con la fecha muestra donde estaba el extremo del glaciar en 1992. Ahora el glaciar está en retroceso a un ritmo de 2 a 3 m anuales (Foto por Hughrocks).

1961 y 2004, los glaciares de todo el mundo (fuera de los glaciares de casquete de Groenlandia y la Antártida) perdieron unos 8.000 kilómetros cúbicos de hielo. Esta cantidad es casi el hielo que se necesitaría para que un glaciar de un kilómetro de espesor cubriera una porción de tierra equivalente a la que hay entre Nueva York y Los Ángeles.

Mark B. Dyurgerov and Mark F. Meier. *Glaciers and the Changing Earth System*, Boulder, Colorado: INSTAAR Occasional Paper No. 58, 2005.



FIGURA 18.B. Dos imágenes tomadas con 63 años de diferencia en el mismo punto en el parque nacional del glaciar Bay en Alaska. El Glaciar Mui, que predomina en la foto de 1941, ha retrocedido hasta no ser visible en la imagen de 2004. El glaciar Riggs (parte superior derecha) se ha estrechado y ha retrocedido significativamente (Fotos cortesía del National Snow and Ice Data Center).

altas, donde las montañas están al lado del océano (Figura 18.19). Se trata de valles glaciares inundados que quedaron sumergidos cuando el hielo abandonaba el valle y el nivel del mar se elevó después del periodo glacial cuaternario. Las profundidades de los fiordos pueden superar los 1.000 m. Sin embargo, las grandes profundidades de estos valles inundados se explican solo en parte por la elevación posglaciar del nivel del mar. A diferencia de la situación que gobierna el trabajo erosivo descendente de los ríos, el nivel del mar no actúa como un nivel de base para los glaciares. Por consiguiente, los glaciares son capaces de erosionar sus lechos bastante por debajo de la superficie del mar. Por ejemplo, un glaciar de 300 m de espesor puede excavar el fondo de su valle más de 250 m por debajo del nivel del mar antes de que

cese la erosión descendente y el hielo empiece a flotar. Noruega, Columbia británica, Groenlandia, Nueva Zelanda, Chile y Alaska tienen líneas de costa caracterizadas por fiordos.

Aristas y horns

Una visita a los Alpes y a las Rocosas del norte, o a muchos otros paisajes montañosos extraordinarios, esculpidos por los glaciares de valle, revelan no solo valles glaciares, circos, lagos en rosario y los otros rasgos relacionados que acabamos de comentar. También es probable que muestren crestas sinuosas de bordes agudos denominados **aristas** y picos piramidales agudos denominados **horns** que se proyectan por encima de los alrededores. Los dos rasgos pueden originarse

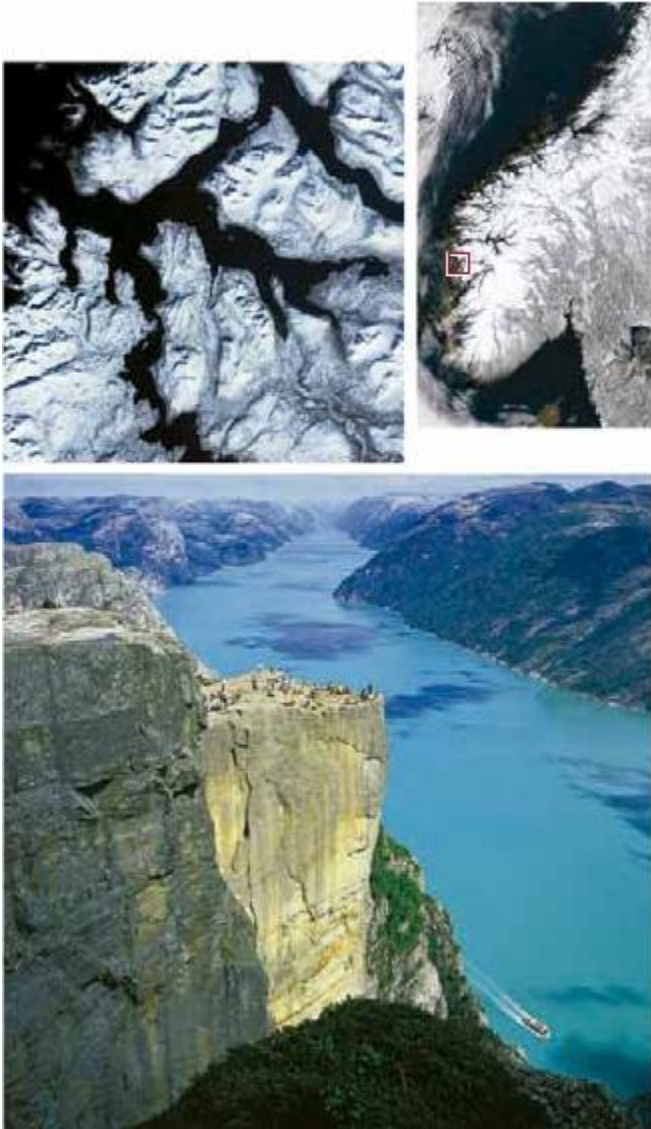


FIGURA 18.19. La costa noruega es conocida por sus muchos fiordos. Estos estuarios marinos esculpidos por el hielo tienen cientos de metros de profundidad (Imágenes de satélite cortesía de la NASA; foto de Wolfgang Meier/Photolibrary).

a partir del mismo proceso básico: el aumento de tamaño de los circos producido por arranque y por la acción del hielo (Figura 18.17). En el caso de las cúspides rocosas denominadas horns, los responsables son grupos de circos situados alrededor de una sola montaña elevada. A medida que los circos aumentan de tamaño y convergen, se produce un horn aislado. El ejemplo más famoso es el Matterhorn de los Alpes suizos (Figura 18.20).

Las aristas pueden formarse de una manera similar, a excepción de que los circos no se agrupan alrededor de un punto, sino que existen a los lados opuestos de una divisoria. A medida que crecen los circos, la divisoria que los separa se reduce a una estrecha partición en

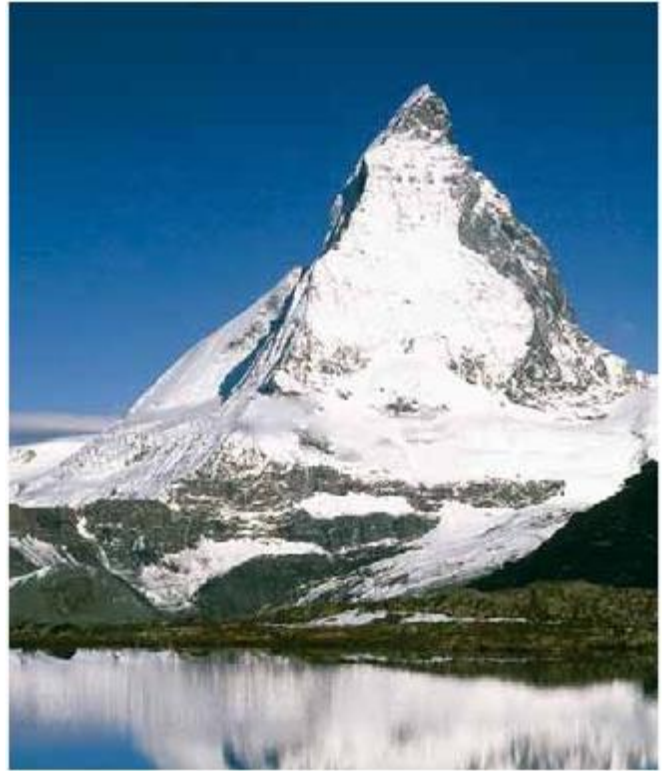
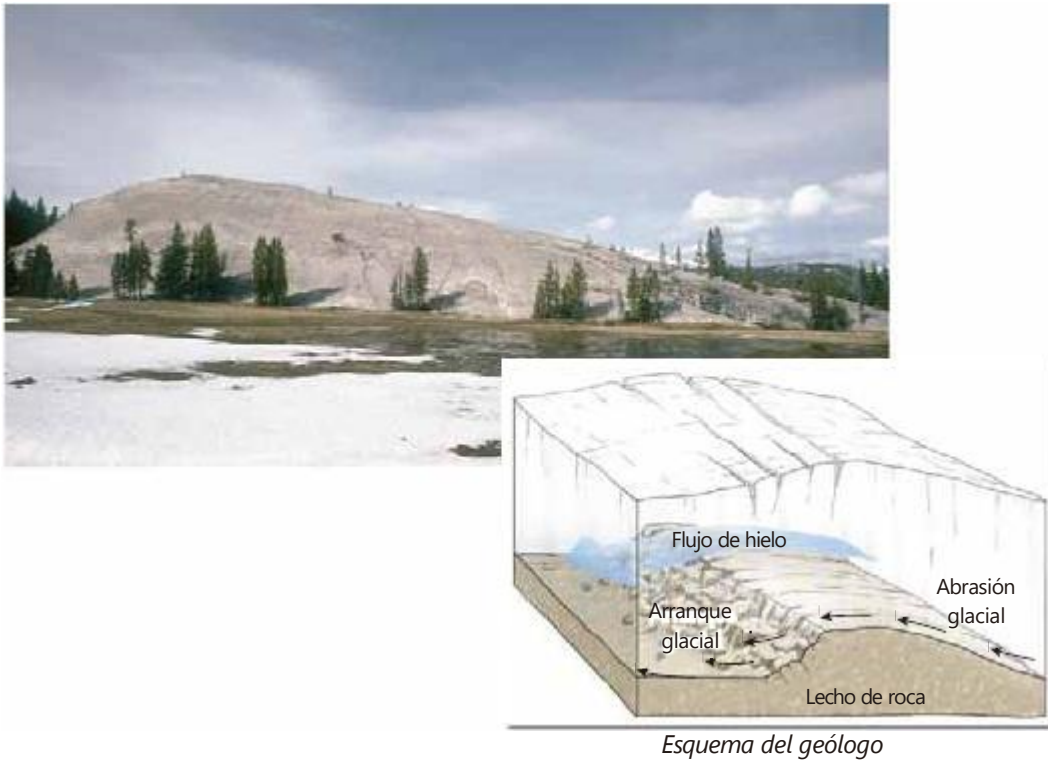


FIGURA 18.20. Los horns son picos afilados con forma de pirámide, modelados por los glaciares alpinos. Este ejemplo es el famoso Matterhorn en los Alpes suizos (Foto de Gavriel Jecan/Art Wolfe, Inc.).

forma de filo de cuchillo. Una arista, sin embargo, también puede formarse de otra manera. En el caso de que dos glaciares ocupen valles paralelos, puede formarse una arista cuando la divisoria que separa las lenguas de hielo en movimiento se va estrechando progresivamente a medida que los glaciares pulen y ensanchan sus valles adyacentes.

Rocas aborregadas

En muchos paisajes glaciares, pero con más frecuencia allí donde los glaciares continentales de casquete han modificado el terreno, el hielo esculpe pequeñas colinas orientadas aerodinámicamente a partir de protuberancias del lecho de roca. Una protuberancia asimétrica del lecho de roca de este tipo se denomina **roca aborregada**. Las rocas aborregadas se forman cuando la abrasión glaciar alisa la suave pendiente que está en frente del hielo glaciar que se aproxima y el arranque aumenta la inclinación del lado opuesto a medida que el hielo pasa por encima de la protuberancia (Figura 18.21). Las rocas aborregadas indican la dirección del flujo glaciar, porque la pendiente más suave se encuentra generalmente en el lado desde el cual avanzó el hielo.



Esquema del geólogo

FIGURA 18.21. Roca aborregada en el Parque Nacional Yosemite, California. La pendiente suave experimentó abrasión y el lado más empinado experimentó arranque. El hielo se movió de derecha a izquierda (Foto de E. J. Tarbuck).

DEPÓSITOS GLACIARES



GLACIERS AND GLACIATION Reviewing Glacial Features

Los glaciares recogen y transportan una enorme carga de derrubios a medida que avanzan lentamente a través del terreno. Por fin, esos materiales se depositan cuando se funde el hielo. En las regiones donde se deposita, el sedimento glaciar puede desempeñar un papel verdaderamente significativo en la formación del paisaje físico. Por ejemplo, muchas áreas, durante el reciente periodo glacial, estuvieron cubiertas por los glaciares continentales, siendo raro que el sustrato rocoso quede expuesto, porque el terreno está completamente cubierto por depósitos glaciares cuyo espesor es de decenas o incluso centenares de metros. El efecto general de esos depósitos es el de reducir el relieve local y, por tanto, nivelar la topografía. De hecho, las escenas rurales que son familiares para muchos son el resultado directo de la sedimentación glaciar.

Mucho antes de que se propusiera incluso la teoría de una Edad del Hielo generalizada, se reconocía que gran parte del suelo y los derrubios rocosos que cubren diversas zonas de Europa procedían de algún otro lugar. En aquella época, se creía que esos materiales

«foráneos» habían sido «arrastrados» a sus posiciones actuales por hielo flotante durante una inundación antigua. Por consiguiente, en inglés se dio el nombre de *drift* (que significa arrastre) a este sedimento. Aunque originado a partir de un concepto incorrecto, este término estaba tan bien establecido cuando se reconoció el verdadero origen glaciar de los derrubios que perduró en el vocabulario glaciar básico. En castellano se denominan **derrubios glaciares**, término que abarca todos los sedimentos de origen glaciar sin importar cómo, dónde o de qué forma fueron depositados.

Una de las características que distinguen los derrubios glaciares de los sedimentos dejados por otros agentes erosivos es que los depósitos glaciares consisten fundamentalmente en derrubios de roca mecánicamente meteorizada que experimentaron poca o ninguna meteorización química antes de su deposición. Por tanto, los minerales que tienen una notable propensión a la descomposición química, como la hornblenda o las plagioclasas, a menudo son componentes abundantes de los sedimentos glaciares.

Los geólogos dividen los derrubios glaciares en dos tipos distintos: (1) los materiales depositados directamente por el glaciar, que se conocen como **tills**, y (2) los sedimentos dejados por el agua de fusión del glaciar, denominados **derrubios estratificados**. Consideraremos ahora las formas creadas por cada uno de estos tipos.

Formas compuestas por tills

Un **till** se deposita a medida que el hielo glacial se funde y deja su carga de fragmentos rocosos. A diferencia de las corrientes de agua y viento, el hielo no puede seleccionar el sedimento que transporta; por consiguiente, los depósitos de till son mezclas característicamente no seleccionadas de clastos de muchos tamaños (Figura 18.22). Un examen de cerca de este sedimento demuestra que muchos de sus fragmentos están arañados y pulidos como consecuencia de haber sido arrastrados por el glaciar. Estos fragmentos ayudan a distinguir el till de otros depósitos que son una mezcla de tamaños diferentes de sedimento, como los materiales procedentes de un flujo de derrubios o un deslizamiento de rocas.

Los grandes bloques encontrados en el till o libres sobre la superficie se denominan **erráticos glaciares**, si son diferentes del lecho de roca sobre el que se encuentran (Figura 18.15). Por supuesto, esto significa que deben haber sido desviados de su lugar de origen, fuera del área donde se sitúan. Aunque se desconoce la localidad de donde proceden muchos bloques erráticos, puede determinarse el origen de algunos. En muchos casos, los enormes bloques fueron transportados hasta 500 km de su área original y, en unos pocos casos, más de 1.000 km. Por consiguiente, estudiando los bloques erráticos glaciares, así como la composición mineral del till que queda, los geólogos son a veces capaces de seguir la pista a un lóbulo de hielo.

En zonas de Nueva Inglaterra y otras áreas, los bloques erráticos salpican los pastos y los campos de labranza. De hecho, en algunos lugares estas grandes rocas fueron recogidas de los campos y apiladas para construir vallas y muros (Figura 18.13). Mantener limpios los campos, sin embargo, es una tarea que nunca se acaba porque cada primavera aparecen bloques erráticos nuevos. El levantamiento del suelo por congelación durante el invierno los saca a la superficie.

Morrenas laterales y medianas

El término más común para las formas constituidas por los depósitos glaciares es el de *morrena*. Originalmente, este término lo utilizaron los campesinos franceses para referirse a los rebordes y los terraplenes de derrubios encontrados cerca de los márgenes de los glaciares en los Alpes franceses. En la actualidad, sin embargo, morrena tiene un significado más amplio, porque se aplica a una serie de formas, todas ellas compuestas fundamentalmente por till.

Los glaciares alpinos producen dos tipos de morrenas que aparecen exclusivamente en los valles de montaña. El primero de ellos se denomina **morrena lateral**. Como vimos antes, cuando un glaciar alpino se desplaza



Vista
de cerca
del canto

FIGURA 18.22. El till glacial es una mezcla no seleccionada de muchos tamaños de sedimento diferentes. Un examen más próximo revela a menudo cantos grandes que han sido arañados a medida que fueron arrastrados por el glaciar (Foto de E. J. Tarbuck).

valle abajo, el hielo erosiona las laderas del valle con gran eficacia. Además, se añaden grandes cantidades de derrubios a la superficie del glaciar a medida que el material cae, o se desliza, desde una posición más elevada en los muros del valle y se acumula en los bordes

del hielo en movimiento (Figura 18.23). Cuando el hielo acaba por derretirse, esta acumulación de derrubios se deja caer cerca de las paredes del valle. Estas acumulaciones de till que corren paralelas a los laterales del valle constituyen las morrenas laterales.

El segundo tipo de morrena que es exclusivo de los glaciares alpinos es la **morrena central**. Las morrenas centrales se crean cuando dos glaciares alpinos se unen para formar una sola corriente de hielo. El till que antes era transportado a lo largo de los laterales de cada glaciar se junta para formar una única banda oscura de derrubios dentro del glaciar recientemente aumentado de tamaño, como bien ilustra la Figura 18.23. La creación de estas bandas oscuras dentro de la corriente de hielo es una prueba obvia de que el hielo glaciar se mueve, porque la morrena no podría formarse si el hielo no fluyera valle abajo. Es bastante común ver varias morrenas centrales dentro de un solo glaciar alpino grande, porque se formará una línea cuando un glaciar afluente se una al valle principal.

Morrenas terminales y de fondo

Una **morrena terminal** es un montículo de till que se forma al final de un glaciar. Estas formas relativamente comunes se depositan cuando se alcanza el estado de equilibrio entre la ablación y la acumulación de hielo. Es decir, la morrena terminal se forma cuando el hielo se está fundiendo y evaporando cerca del extremo del glaciar a una velocidad igual a la del avance del glaciar

desde su región de alimentación. Aunque el extremo del glaciar es ahora estacionario, el hielo continúa fluyendo hacia delante, liberando un suministro continuo de sedimento, de la misma manera que una cinta transportadora libera los productos al final de una línea de producción. A medida que el hielo se funde, el till se deposita y la morrena terminal crece. Cuanto más tiempo permanezca estable el frente de hielo, mayor tamaño adquirirá el montículo de till.

Por fin, llegará el momento en que la ablación supere la alimentación. En este punto, el frente del glaciar empieza a retroceder en la dirección desde la cual avanzaba en un principio. Sin embargo, a medida que el frente de hielo retrocede, la acción de la cinta transportadora del glaciar continúa proporcionando suministros frescos de sedimento al extremo del glaciar. De esta manera, se deposita una gran cantidad de till a medida que el hielo se funde, creando una llanura ondulante de roca diseminada. Esta capa de till suavemente ondulada depositada conforme retrocede el frente de hielo se denomina **morrena de fondo**. La morrena de fondo tiene un efecto nivelador, rellenando los puntos bajos y obturando los viejos cauces de corrientes de agua, induciendo a menudo un desarreglo del sistema de drenaje existente. En áreas donde esta capa de till está todavía relativamente fresca, como en el norte de la región de los Grandes Lagos, son bastante comunes terrenos pantanosos poco drenados.

Periódicamente el glaciar retrocederá hasta un punto donde la ablación y la alimentación se equilibrarán una

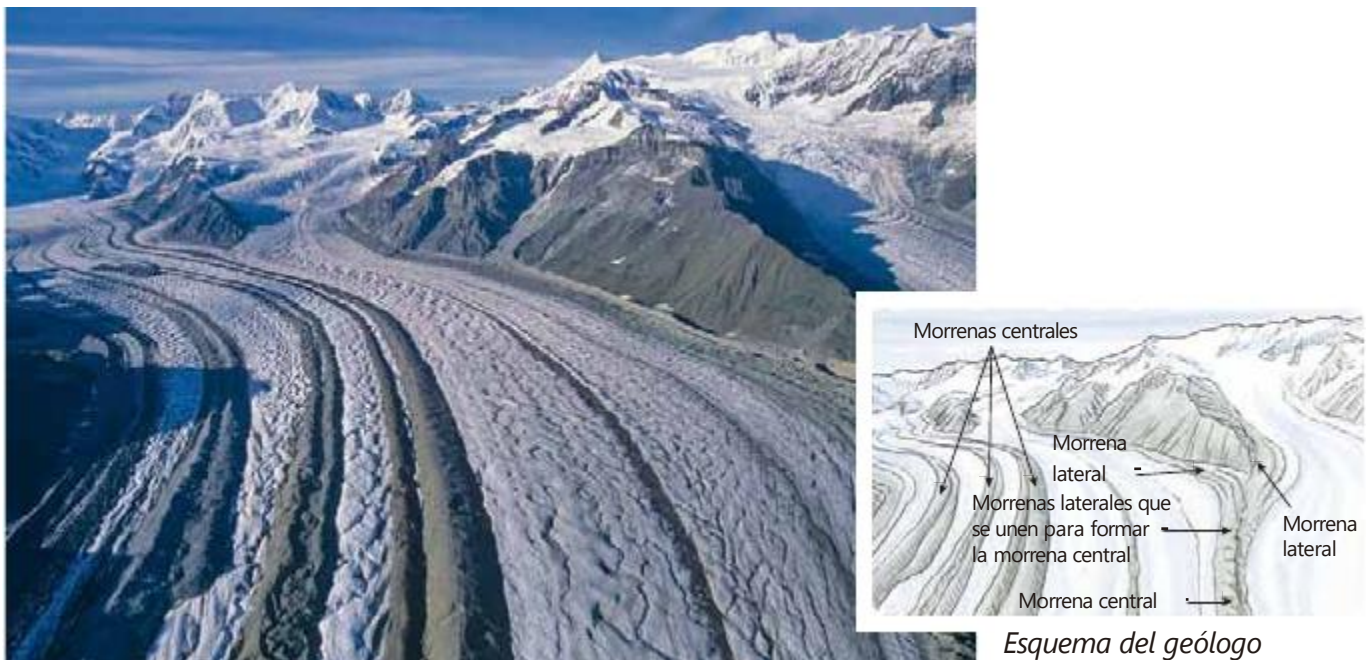


FIGURA 18.23. Las morrenas centrales se forman donde se unen las morrenas laterales de los glaciares de valle que se unen. Parque nacional Saint Elias Alaska (Foto de Tom Bean/Alamy).

vez más. Cuando esto ocurra, el frente de hielo se estabilizará y se formará una nueva morrena terminal.

El modelo de formación de morrenas terminales y de deposición de morrenas de fondo puede repetirse muchas veces antes de que el glaciar se haya desvanecido por completo. Dicho modelo se ilustra en la Figura 18.24. Debe señalarse que la morrena terminal más exterior marca el límite de avance del glaciar. Dada esta consideración principal, esta morrena final se denomina también **morrena terminal**. Por otra parte, las morrenas terminales que se depositaron durante las estabilizaciones ocasionales del frente de hielo durante los retrocesos se denominan **morrenas de retroceso**. Obsérvese que las morrenas terminales y las morrenas de retroceso son esencialmente iguales; la única diferencia entre ellas es su posición relativa.

Las morrenas terminales depositadas durante la mayor etapa de glaciación del periodo glacial más reciente son estructuras prominentes en muchas partes del medio oeste y del noroeste norteamericano. En Wisconsin, el terreno montañoso y boscoso de la morrena Kettle, cerca de Milwaukee, es un ejemplo particularmente pintoresco. Un ejemplo bien conocido del noroeste es Long Island. Esta tira de sedimento glaciar que se extiende en dirección noreste desde la ciudad de Nueva York forma parte de un complejo de morrenas terminales que se prolonga desde el este de Pensilvania

hasta Cape Cod, Massachusetts (Figura 18.25). Las morrenas terminales que constituyen Long Island representan materiales que fueron depositados por un glaciar de casquete continental en las aguas relativamente someras de la costa y que se acumularon muchos metros por encima del agua que separa la isla de tierra firme, no acumuló la misma cantidad de depósitos glaciares y, por consiguiente, se inundó durante la elevación del mar que siguió al periodo glacial.

En la Figura 18.26 se representa un área hipotética durante la glaciación y el ulterior retroceso de las plataformas glaciares. Se muestran las morrenas descritas en esta sección, así como las estructuras deposicionales tratadas en las secciones siguientes. En esta figura se reproducen las estructuras del paisaje parecidas a las que encontraríamos al viajar por la parte superior del oeste medio o Nueva Inglaterra. A medida que lea las siguientes secciones que tratan otros depósitos glaciares, será remitido a esta figura varias veces.

Drumlins

Las morrenas no son las únicas formas depositadas por los glaciares. En determinadas áreas que estuvieron en alguna ocasión cubiertas por glaciares continentales de casquete existe una variedad especial de paisaje glacial caracterizado por colinas lisas, alargadas y paralelas

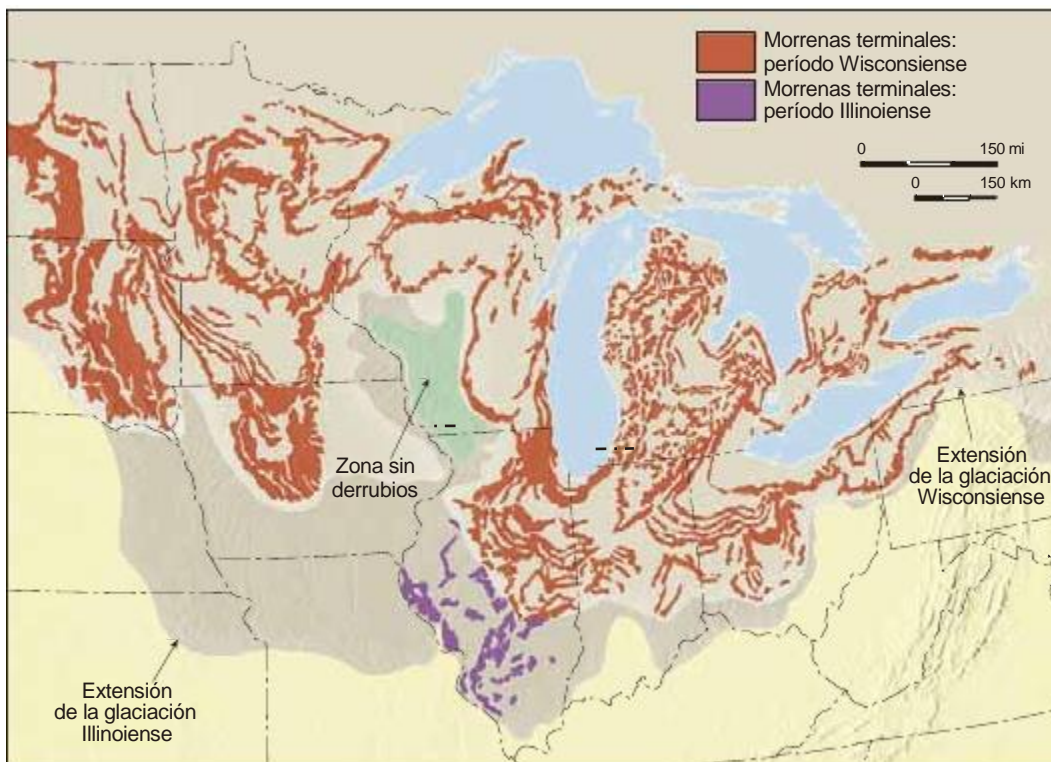


FIGURA 18.24. Morrenas terminales de la región de los Grandes Lagos. Las depositadas durante la etapa más reciente (Wisconsiense) son las más relevantes.

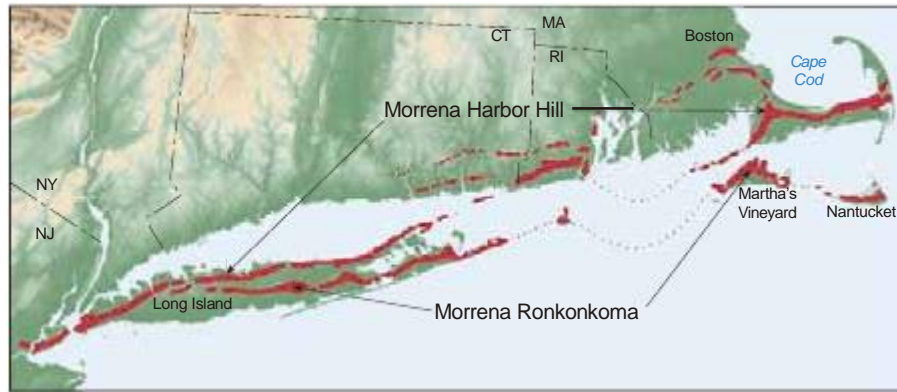


FIGURA 18.25. Las morrenas terminales constituyen partes sustanciales de Long Island, Cape Cod, Martha's Vineyard y Nantucket. Aunque algunas porciones están sumergidas, la morrena Ronkonkoma (una morrena terminal) se extiende a través de Long Island central, Martha's Vineyard y Nantucket. Se depositó hace unos 20.000 años. La morrena de retroceso Harbor Hill, que se formó hace unos 14.000 años, se extiende a lo largo de la costa norte de Long Island, a través del sur de Rhode Island y Cape Cod.

denominadas **drumlins** (Figura 18.26). Por supuesto, uno de los drumlins mejor conocidos es el Bunker Hill de Boston, donde tuvo lugar la famosa batalla de la Revolución Norteamericana en 1775.

Un examen del Bunker Hill u otros drumlins menos famosos revelaría que los drumlins son colinas

asimétricas de perfil aerodinámico compuestas fundamentalmente por till. Su altura oscila entre 15 y 50 m y pueden llegar a medir un kilómetro de longitud. El lado empinado de la colina mira en la dirección desde la cual avanzó el hielo, mientras que la pendiente más larga y suave sigue la misma dirección de movimiento del

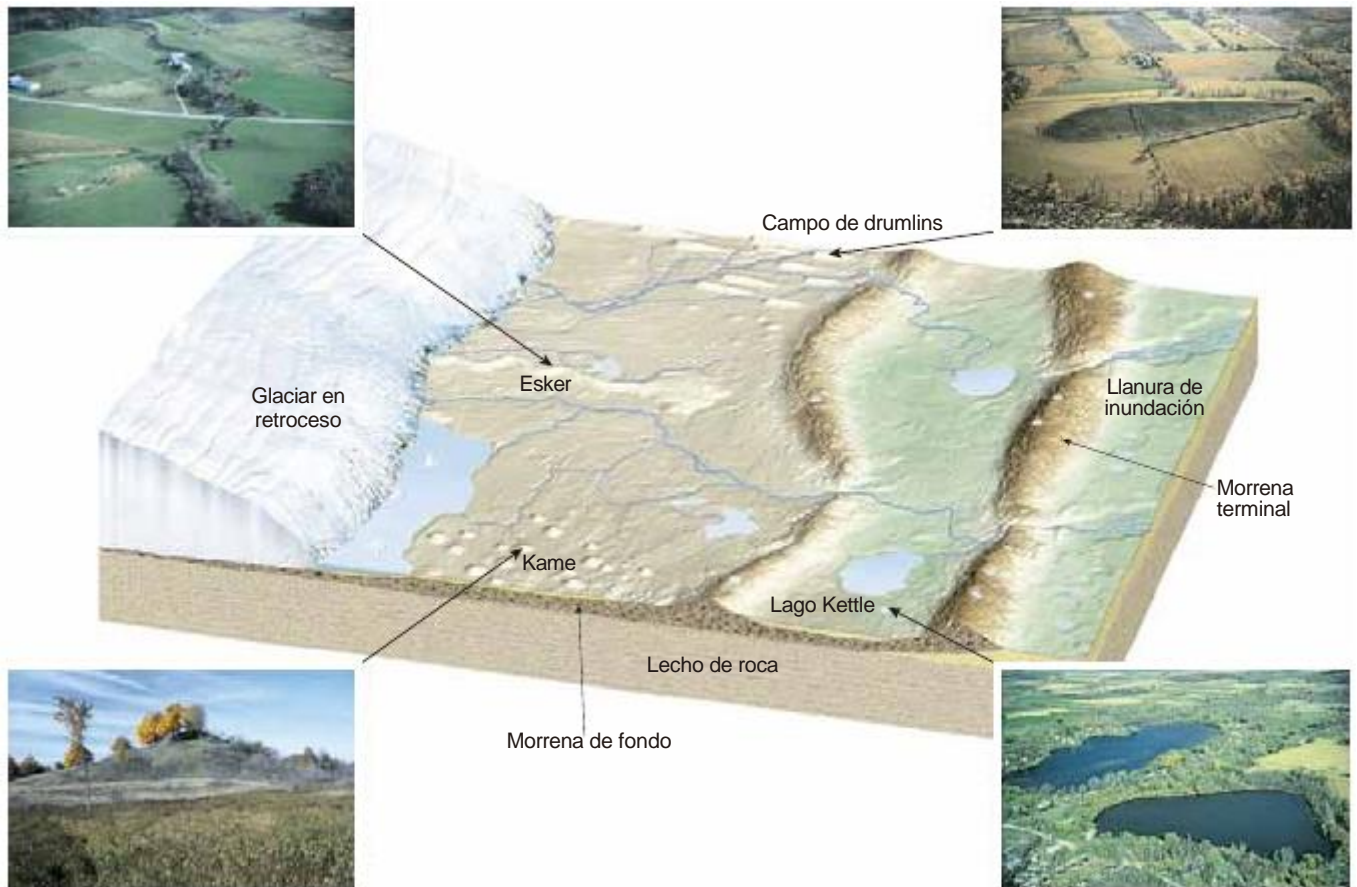


FIGURA 18.26. Esta área hipotética ilustra muchas formas deposicionales comunes.

hielo. Los drumlins no se encuentran como formas aisladas; antes por el contrario, aparecen en grupos denominados *campos de drumlins* (Figura 18.27). Uno de esos grupos, al oeste de Rochester, Nueva York, se calcula que contiene unos 10.000 drumlins. Aunque la formación de los drumlins no se conoce del todo, su forma aerodinámica indica que fueron modelados en la zona de flujo plástico dentro de un glaciar activo. Se cree que muchos drumlins se originan cuando los glaciares avanzan sobre derrubios glaciares previamente depositados, remodelando el material.

FORMAS CONSTITUIDAS POR DERRUBIOS GLACIARES ESTRATIFICADOS

Como su nombre indica, los **derrubios glaciares estratificados** están seleccionados de acuerdo con el peso y el tamaño de los clastos. Dado que el hielo no es capaz de esta actividad de selección, esos materiales no son

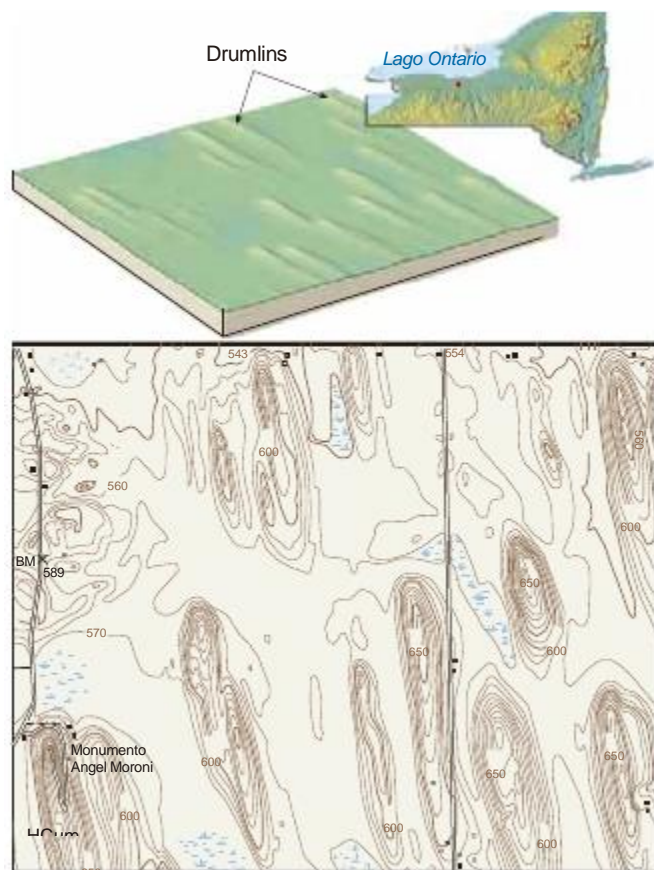


FIGURA 18.27. Porción de un campo de drumlins mostrada en el mapa topográfico de Palmyra, Nueva York. El norte está arriba. Los drumlins son más empinados en la ladera norte, lo que indica que el hielo avanzó desde esa dirección.

depositados directamente por el glaciar, como ocurre con los tills; en cambio, reflejan la acción de selección del agua de fusión del glaciar. Las acumulaciones de derrubios glaciares estratificados suelen estar constituidos fundamentalmente de arena y grava (es decir, material de carga de fondo) porque la harina de roca más fina permanece suspendida y, por consiguiente, es normalmente transportada bastante más allá del glaciar por las corrientes de agua de fusión.

Llanuras aluviales y trenes de valle

Al mismo tiempo que se forma una morrena terminal, el agua del glaciar que se funde cae en cascada por encima del till, arrastrando algo de este último hacia fuera por delante de la cresta en crecimiento de derrubios no seleccionados. El agua de fusión surge generalmente del hielo en corrientes de movimiento rápido que, a menudo, son obstruidas por material suspendido y que transportan además una sustancial carga de fondo. A medida que el agua abandona el glaciar, se desplaza sobre la superficie relativamente plana del frente del glaciar y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha de su carga de fondo se deja caer y el agua de fusión empieza a entretejer un modelo complejo de canales anastomosados (Figura 18.26). De esta manera, se crea una amplia superficie en forma de rampa, compuesta por derrubios glaciares estratificados, adyacente al borde corriente abajo de la mayoría de las morrenas terminales. Cuando esta estructura se forma en asociación con un glaciar de casquete, se denomina **llanura aluvial** y cuando está fundamentalmente confinada a un valle de montaña, se la suele denominar «**tren de valle**».

Las llanuras de aluvión y los trenes de valle suelen estar salpicados de cuencas conocidas como **kettles** (Figura 18.26). Las kettle se producen también en depósitos de till. Se forman cuando bloques de hielo estancado resultan completa o parcialmente enterrados en el derrubio glaciar y acaban por derretirse, dejando hoyos en el sedimento glaciar. Aunque la mayoría de las depresiones glaciares no superan los 2 km de diámetro, en Minnesota hay algunas cuyo diámetro es superior a los 10 km. De igual manera, la profundidad normal de la mayoría de las depresiones glaciares es inferior a 10 m, aunque las dimensiones verticales de algunas se aproximan a los 50 m. En muchos casos, el agua acaba rellenando la depresión y forma un lago o una laguna. Un ejemplo bien conocido es el Walden Pond, cerca de Concord, Massachusetts, donde vivió Henry David Thoreau solo durante 2 años en la década de 1840 y sobre el cual escribió su famoso libro *Walden, or life in the woods*.

A veces los alumnos preguntan...



¿Hay algún tipo de depósito glaciar valioso?

Sí. En las regiones glaciares, los paisajes constituidos por derrubios glaciares estratificados, como los eskers, suelen ser excelentes fuentes de arena y grava. Aunque el valor por tonelada es bajo, se utilizan grandes cantidades de estos materiales en la industria de la construcción. Además, las arenas y las gravas de los glaciares son valiosas porque hacen acuíferos excelentes y, por tanto, son fuentes significativas de aguas subterráneas en algunas zonas. Las arcillas de lagos glaciares anteriores se han utilizado en la fabricación de ladrillos.

Depósitos en contacto con el hielo

Cuando el final de un glaciar que se está derritiendo se encoge hasta un punto crítico, el flujo se detiene prácticamente y el hielo se estanca. El agua de fusión que fluye por encima, en el interior y en la base del hielo inmóvil deja depósitos de derrubios estratificados. Entonces, a medida que el hielo sustentador se va derritiendo, se va dejando atrás sedimento estratificado en forma de colinas, terrazas y cúmulos. Dichas acumulaciones se denominan colectivamente **depósitos en contacto con el hielo** y se clasifican en función de su forma.

Cuando el derrubio estratificado en contacto con el hielo tiene la forma de una colina de laderas empinadas o montículos, se denomina **kame** (Figura 18.26). Algunos kames representan cuerpos de sedimento depositados por el agua de fusión en aperturas del interior del hielo o en depresiones de su superficie. Otros se originan cuando se van formando deltas o abanicos hacia el exterior del hielo por las corrientes de agua de fusión. Por último, cuando el hielo estancado se funde, las diversas acumulaciones de sedimento se unen para formar montículos aislados e irregulares.

Cuando el hielo glaciar ocupa un valle, pueden formarse **terrazas de kame** a lo largo de los lados del valle. Estas estructuras suelen ser masas estrechas de derrubios estratificados depositados entre el glaciar y la ladera del valle por corrientes que dejan los derrubios a lo largo de los márgenes de la masa de hielo que se va encogiendo.

Un tercer tipo de depósito en contacto con el hielo es una cresta larga, estrecha y sinuosa, compuesta fundamentalmente por arena y grava. Algunos tienen una altura superior a los 100 m y longitudes que superan los 100 km. Las dimensiones de muchos otros son bastante menos espectaculares. Conocidas como **eskers**, estas crestas son depositadas por ríos de agua de fusión que fluyen dentro, encima y debajo de una masa de hielo glaciar estancada inmóvil (Figura 18.26). Los torrentes de agua de fusión transportan sedimentos de muchos

tamaños en los canales con riberas de hielo, pero solo el material más grueso puede depositarse por la corriente turbulenta.

ALGUNOS EFECTOS INDIRECTOS DE LOS GLACIARES DEL PERIODO GLACIAL CUATERNARIO

Además del trabajo erosivo y deposicional masivo llevado a cabo por los glaciares del Pleistoceno, los glaciares de casquete tuvieron otros efectos, a veces profundos, sobre el paisaje. Por ejemplo, a medida que el hielo avanzaba y retrocedía, los animales y las plantas se vieron obligados a migrar. Esto indujo a esfuerzos que algunos organismos no pudieron tolerar. Por consiguiente, se extinguió una serie de plantas y animales.

Otros efectos de los glaciares del pleistoceno que se han descrito en esta sección consistieron en ajustes de la corteza terrestre debidos al avance y retroceso del hielo, además de cambios en el nivel del mar asociados a la formación y fusión de los glaciares. El avance y el retroceso de los glaciares de casquete provocaron cambios significativos en las rutas tomadas por los ríos. En algunas regiones, los glaciares actuaron como diques creando grandes lagos. Cuando estos diques de hielo cedieron, los efectos sobre el paisaje fueron enormes. En zonas donde hoy encontramos desiertos, durante el Pleistoceno se formaron lagos de otro tipo, denominados lagos pluviales.

Subsidencia de la corteza y reajuste

En zonas que fueron centros de acumulación glaciar, como Escandinavia y el escudo canadiense, la tierra se ha ido levantando lentamente en los últimos miles de años. En la región de la bahía de Hudson se ha producido un levantamiento de casi 300 m. Esto es también consecuencia de los glaciares continentales de casquete. Pero, ¿cómo el hielo glaciar puede producir esos movimientos verticales de la corteza? Ahora sabemos que la tierra se está levantando porque el peso añadido de la masa de hielo de 3 km de espesor produjo un pandeo hacia abajo de la corteza de la Tierra. Después de la eliminación de esta inmensa carga, la corteza se ha ido ajustando desde entonces mediante reajuste gradual hacia arriba (Figura 18.28)².

² En la sección «Isostasia» del Capítulo 14 se proporciona un comentario más completo de este concepto, denominado *ajuste isostático*.

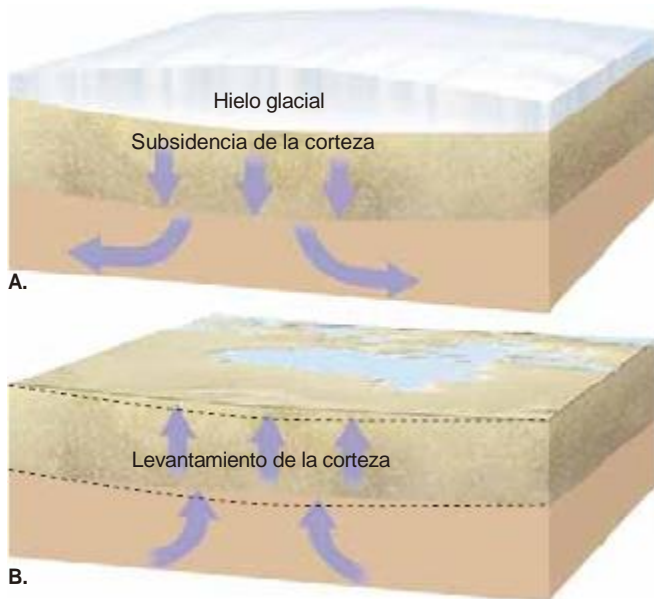


FIGURA 18.28. Ilustración simplificada que muestra la subsidencia de la corteza y el rebote consecutivo a la adición y la eliminación de los glaciares continentales de casquete. **A.** En el norte de Canadá y Escandinavia, donde se produjo la mayor acumulación de hielo glacial, el peso añadido causó abombamiento descendente de la corteza. **B.** Desde que se fundió el hielo, ha habido un levantamiento gradual, o reajuste, de la corteza.

Cambios en el nivel del mar

Uno de los efectos más interesantes y quizá dramáticos del periodo glacial fue el descenso y la elevación del nivel del mar que acompañó al avance y retroceso de los glaciares. En secciones anteriores de este capítulo se ha señalado que el nivel del mar se elevaría unos 60 o 70 m si el agua ahora atrapada en el glaciar del casquete de la Antártida se derritiera por completo. Dicho suceso inundaría muchas áreas costeras densamente pobladas.

Aunque el volumen total de hielo glacial es grande, superior a 25 millones de kilómetros cúbicos, durante el periodo glacial cuaternario el volumen de hielo glacial ascendía a unos 70 millones de kilómetros cúbicos, o 45 millones más que en la actualidad. Dado que sabemos que la nieve a partir de la cual se forman los glaciares procede en último término de la evaporación del agua de los océanos, el crecimiento de los glaciares de casquete debe haber causado un descenso mundial del nivel del mar (Figura 18.29). De hecho, los cálculos sugieren que el nivel del mar estuvo hasta 100 m por debajo del actual. Por tanto, tierra que en la actualidad está inundada por los océanos anteriormente estaba seca. La costa atlántica de Estados Unidos se encontraba a más de 100 km al este de la ciudad de Nueva York; Francia y Gran Bretaña estaban unidas donde en la actualidad está el canal de la Mancha; Alaska y Siberia estaban conectadas a través

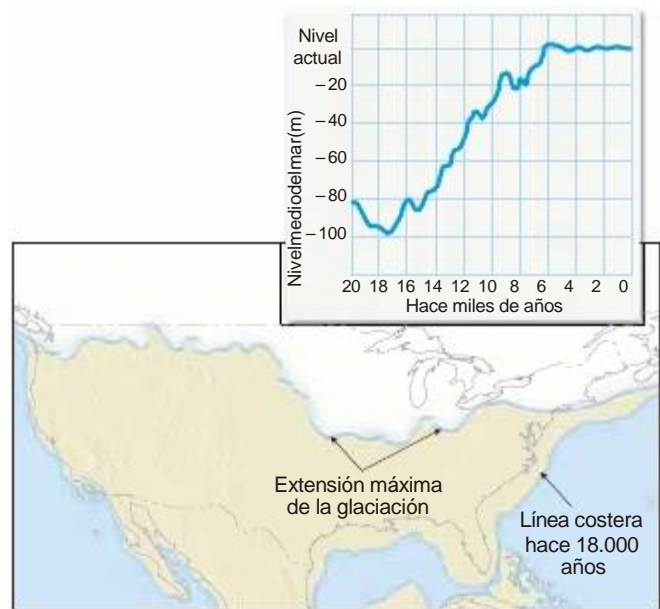


FIGURA 18.29. Cambios del nivel del mar durante los últimos 20.000 años. Hace unos 18.000 años cuando el avance del hielo llegó al máximo, el nivel del mar era 100 m más bajo que en el presente. De esta manera, la tierra que actualmente está cubierta por el océano fue expuesta y la línea de costa era muy diferente a la actual. Cuando se fundieron los glaciares, el nivel del mar se elevó y la línea de costa se retrasó.

del estrecho de Bering; y el sureste asiático estaba conectado con las islas de Indonesia por tierra.

Cambios en ríos y valles

Entre los efectos asociados al avance y retroceso de los glaciares de casquete norteamericanos se encuentran los cambios en el curso de muchos ríos y la alteración en el tamaño y la forma de muchos valles. Para comprender el patrón actual de los ríos y lagos en los Estados Unidos centrales y del noroeste (y de muchos otros lugares también), es necesario ser consciente de la historia glacial. Utilizaremos dos ejemplos para ilustrar estos efectos.

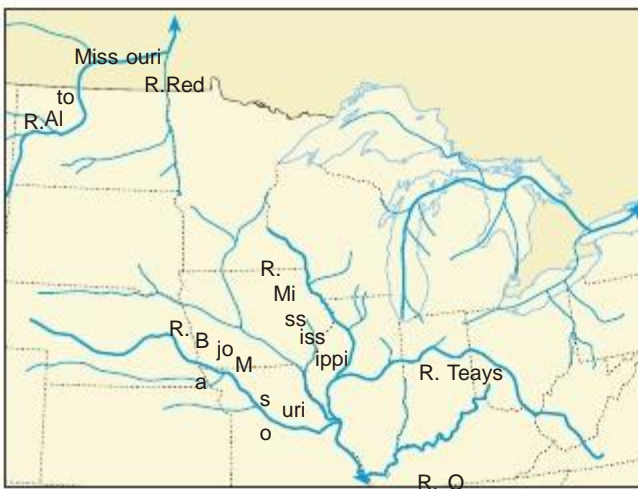
La cuenca de drenaje del alto Mississippi

En la Figura 18.30A se muestra la conocida distribución actual de los ríos en el centro de Estados Unidos, con los ríos Missouri, Ohio e Illinois como principales afluentes del Mississippi. En la Figura 18.30B se muestran los sistemas de drenaje en esta región antes de la Edad de Hielo. La distribución es *muy* diferente de la actual. Esta destacable transformación de los sistemas fluviales fue el resultado del avance y el retroceso de los casquetes polares.

Nótese que antes de la Edad de Hielo, una parte significativa del río Missouri se desvió al norte hacia la bahía de Hudson. Además, el río Mississippi no seguía el límite actual entre Iowa e Illinois, sino que fluía a



A.



B.

FIGURA 18.30. A. En este mapa se muestran los Grandes Lagos y la familiar distribución actual de los ríos en el centro de los Estados Unidos. Los casquetes polares del Pleistoceno representaron un papel protagonista en la creación de esta distribución. B. Reconstrucción de los sistemas de drenaje del centro de los Estados Unidos antes de la Edad de Hielo. La distribución era muy distinta de la actual y los Grandes Lagos no existían.

través del oeste y el centro de Illinois, por donde pasa el río Illinois en la actualidad. El río Ohio preglacial apenas alcanzaba el actual estado de Ohio, y los ríos que en la actualidad alimentan el Ohio al oeste de Pensilvania fluían hacia el norte y desembocaban en el océano Atlántico. Los Grandes Lagos fueron creados por la erosión glacial durante la Edad de Hielo. Antes del Pleistoceno, las cuencas ocupadas por estos grandes lagos eran tierras bajas con ríos que fluían en dirección este hacia el golfo de San Lorenzo.

El gran río Teays era una estructura significativa antes de la Edad de Hielo (Figura 18.30B). Fluía desde el oeste de Virginia a través de Ohio, Indiana e Illinois, donde desembocaba en el río Mississippi, no muy lejos de la actual Peoria. Este valle fluvial, que hubiese

competido en tamaño con el Mississippi, desapareció por completo durante el Pleistoceno, enterrado por depósitos glaciares de centenares de metros de espesor. En la actualidad, las arenas y las gravas enterradas en el valle de Teays lo convierten en un importante acuífero.

Los lagos Finger de Nueva York

La historia geológica reciente del estado centro-occidental de Nueva York, al sur del lago Ontario, ha estado dominada por los glaciares de casquete. Ya hemos mencionado los drumlin cercanos a Palmyra (véase Figura 18.27), aunque en la zona hay muchas otras consecuencias de la deposición y efectos de la erosión. Posiblemente la más conocida sean los lagos Finger. Comprenden once masas de agua estrechas y casi paralelas orientadas de norte a sur con la forma de los dedos de una mano extendida (Figura 18.31). Antes del



A.



B.

FIGURA 18.31. Las largas y estrechas cuencas ocupadas por los lagos Finger en el centro oeste de Nueva York fueron creadas cuando los valles fluviales fueron moldeados por los glaciares de casquete en profundos surcos. A. Vista de satélite de la región de los lagos Finger (NASA). B. El lago Canandaigua es uno de los lagos Finger (Foto de James Schwabel/Alamy).

periodo glacial cuaternario, la zona de los lagos Finger estaba formada por varios valles fluviales con una orientación paralela a la dirección del movimiento glacial. Los numerosos episodios de erosión glacial transformaron estos valles preglaciares en profundos lagos, con escarpadas paredes. Dos de estos lagos son especialmente profundos: el lago Séneca alcanza su mayor profundidad a más de 180 m, mientras que la mayor profundidad que alcanza el lago Cayuga es casi 135 m, ambas bajo el nivel del mar. La profundidad a la que los glaciares excavaron estas cuencas es mucho mayor. En los surcos glaciares profundos hay cientos de metros de sedimento glacial bajo los fondos de los lagos.

Las presas glaciares crean lagos proglaciares

Cuando los glaciares de casquete y los glaciares alpinos atrapan el agua de fusión glacial y bloquean el flujo de los ríos, pueden actuar como presas y crear lagos. Algunos son acumulaciones relativamente pequeñas y fugaces mientras que otros pueden ser mayores y pervivir durante cientos o miles de años.

La Figura 18.32 es un mapa del lago Agassiz, el mayor lago formado durante el periodo glacial cuaternario en Norteamérica. El retroceso del casquete glacial supuso la llegada de una cantidad enorme de agua de fusión. La pendiente de las Grandes Llanuras suele ascender por el oeste. Como el extremo del glaciar de casquete se retraía hacia el noreste, el agua de fusión se encontró atrapada entre el hielo en un lado y la tierra en pendiente por el otro, lo que hizo que el lago Agassiz se hiciera más profundo y se extendiera por el terreno. Este lago se formó hace unos 12.000 años y permaneció unos 4.500 años. Este tipo de masas de agua se denominan *lagos proglaciares*, dada su posición justo después de los límites de un glaciar o de un glaciar de casquete. La historia del lago se complica con la dinámica del glaciar de casquete, el cual, a veces, vuelve a avanzar, incidiendo en los niveles de los lagos y de los sistemas de drenaje. El nivel de agua del lago y la posición del glaciar de casquete determinaron la situación del drenaje.

El Lago Agassiz dejó marcas en una amplia zona. Las playas que ya han desaparecido, a muchos kilómetros



FIGURA 18.32. Mapa que muestra la extensión del lago glacial Agassiz. Era una forma inmensa, mayor que todos los Grandes Lagos actuales juntos. Los remanentes de esta masa de agua proglacial son todavía importantes formas del paisaje.

de cualquier masa de agua, delimitan las antiguas líneas litorales. Algunos ríos actuales, como el Red y el Minnesota, fueron excavados en su origen por el agua que penetraba o se escapaba del lago. Entre los remanentes actuales del lago Agassiz se encuentran los lagos Winnipeg, Manitoba, Winnipegosis y el Lago de Woods. Los sedimentos de la antigua cuenca del lago son ahora tierra de labranza fértil.

Los estudios han demostrado que el cambio de posición de los glaciares y el fallo de los diques glaciares pueden provocar la liberación de gran cantidad de agua. Tales eventos tuvieron lugar durante la historia del Lago Agassiz. Uno de los ejemplos más dramáticos de arrebatos glaciares tuvo lugar en el noreste del Pacífico y se describe en el Recuadro 18.2.

Lagos pluviales

Si bien la formación y crecimiento de los glaciares de casquete fue una respuesta obvia a cambios significativos del clima, la existencia de los propios glaciares desencadenó importantes cambios climáticos en las regiones situadas más allá de sus márgenes. En las zonas áridas y semiáridas de todos los continentes, las temperaturas eran inferiores y, por tanto, la evaporación era menor; pero, al mismo tiempo, se experimentaron precipitaciones totales moderadas. Este clima más húmedo y más frío formó muchos **lagos pluviales** (del latín *pluvia*, que significa *lluvia*). En Norteamérica, la mayor concentración de lagos pluviales se produjo en la enorme región Basin and Range de los estados de

A veces los alumnos preguntan...

¿Qué tamaño tienen los Grandes Lagos?

Los Grandes Lagos constituyen la masa de agua dulce más grande de la Tierra. Se formaron hace unos 10.000 a 12.000 años, y en la actualidad contienen un 19 por ciento del agua dulce de la superficie terrestre.

ENTENDER LA TIERRA

El lago glacial Missoula, megainundaciones y las Channeled Scablands

RECUADRO 18.2

El lago Missoula fue un lago proglacial prehistórico en Montana occidental que existió hace unos 15.000-13.000 años, cuando el periodo glacial del Pleistoceno estaba llegando a su fin. En esta época el clima experimentaba un calentamiento gradual y el glaciar de casquete Cordillerano, que cubría gran parte de Canadá occidental y partes del noroeste del Pacífico, estaba fusionándose y en retroceso.

El lago fue el resultado de una presa de hielo que se formó cuando una masa sobresaliente al sur del hielo glaciar denominada Lóbulo Purcell bloqueó el río Clark Fork (Figura 18.C). A medida que el agua subía por encima de la presa de 600 m de alto, inundaba los valles de Montana occidental. En su máxima expresión, el lago Missoula se extendió hacia el este más de 300 km. Su volumen superó los 2.500 kilómetros cúbicos, más que el actual lago Ontario.

Con el tiempo, el lago se hizo tan profundo que la presa de hielo comenzó a flotar, es decir, que el agua que iba creciendo por detrás de la presa elevó el hielo flotante, dejando así de ejercer su función de presa. La consecuencia fue una catastrófica inundación a medida que las aguas del lago Missoula empezaron a verterse de pronto bajo la presa



FIGURA 18.D. El paisaje de las Channeled Scablands fue esculpido por las megainundaciones asociadas con el lago glacial Missoula (Foto de Michael Collier).

rota. La explosión de agua se precipitó por las llanuras de lava del este de Washington y hacia abajo por el río Columbia hacia el océano Pacífico. En función del tamaño de los bloques que se transportaron durante el

acontecimiento, la velocidad del torrente superó los 70 km por hora. El lago entero se vació en cuestión de pocos días. Debido al confinamiento temporal del agua tras los estrechos huecos a lo largo del recorrido de la inundación, esta debió continuar durante unas semanas en la devastada región.

Los resultados erosivos y deposicionales de esta megainundación fueron dramáticos. La elevada masa de agua precipitándose arrancó gruesas capas de sedimento y terreno y horadó profundos cañones (*coulees*) en el basalto subyacente. Hoy la región se llama *Channeled scablands*, un paisaje compuesto de un conjunto de extrañas formas. Posiblemente las más llamativas son las mesas de lava denominadas *costras*, a la izquierda de la imagen, entre los caudales interconectados anastomosados (Figura 18.D).

El causante de este paisaje tan extraordinario no fue una única inundación del lago glacial Missoula. Lo notable del lago Missoula es que se ha ido llenando y vaciando alternativamente, completando así un ciclo que se ha repetido más de 40 veces en un intervalo de 1.500 años. Después de cada inundación, el lóbulo glaciar bloqueaba de nuevo el valle creando una nueva presa de hielo, y el ciclo del crecimiento del lago, el fallo de la presa y las megainundaciones se repetiría cada 20 a 60 años.



FIGURA 18.C. El lago Missoula era un lago proglacial creado cuando el lóbulo Purcell del glaciar de casquete Cordillerano formó una presa de hielo en el río Clark Fork. De vez en cuando la presa de hielo cedía, y enviaba un enorme torrente de agua que inundaba el paisaje del este de Washington.

Nevada y Utah (Figura 18.33). Con mucho, el mayor de los lagos de esta región fue el lago Bonneville. Con profundidades máximas que superan los 300 m y un área de 50.000 km², el lago Bonneville tenía casi el mismo tamaño que el actual lago Michigan. A medida que los glaciares de casquete iban menguando, el clima se volvió de nuevo más árido y los niveles de los lagos, como respuesta, disminuyeron. Aunque la mayoría de los lagos desapareció por completo, quedan unos pequeños restos del lago Bonneville, entre ellos el más grande y el más conocido, el Gran Lago Salado.

LA TEORÍA GLACIAR Y EL PERIODO GLACIAL CUATERNARIO

En las páginas precedentes mencionamos el periodo glacial, una época en la que los glaciares de casquete y



FIGURA 18.33. Lagos pluviales de Estados Unidos occidental (Tomado de R. F. Flint, *Glacial and Quaternary Geology*, Nueva York: John Wiley & Sons).

los glaciares alpinos eran mucho más extensos que en la actualidad. Como se observó, hubo un tiempo en el que la explicación más popular para lo que ahora conocemos como depósitos glaciares era que el material había sido arrastrado allí por medio de icebergs o, quizá, simplemente arrastrado a través del paisaje por una inundación catastrófica. ¿Qué convenció a los geólogos de que un periodo glacial generalizado fue el responsable de esos depósitos y muchas otras estructuras glaciares?

En 1821, un ingeniero suizo, Ignaz Venetz, presentó un artículo en el que sugería la presencia de rasgos de paisaje glacial a distancias considerables de los glaciares existentes en los Alpes. Esto implicaba que los glaciares habían sido alguna vez mayores y ocupado posiciones más distantes valle abajo. Otro científico suizo, Louis Agassiz, dudó de la actividad glacial generalizada propuesta por Venetz. Se propuso demostrar que la idea no era válida. Irónicamente, su trabajo de campo de 1836 en los Alpes le convenció de los méritos de la hipótesis de su colega. De hecho, un año más tarde Agassiz planteó la hipótesis de un gran periodo glacial que había tenido efectos generales y de largo alcance: una idea que iba a proporcionar a Agassiz fama mundial.

La prueba de la teoría glacial propuesta por Agassiz y otros constituye un ejemplo clásico de la aplicación del principio de uniformitarismo. Al darse cuenta de que ciertas estructuras no pueden formarse por procesos conocidos distintos de la acción glacial, los investigadores fueron capaces de empezar a reconstruir la extensión de los glaciares de casquete ahora desaparecidos en función de la presencia de rasgos y depósitos encontrados bastante más allá de los márgenes de los glaciares actuales. De esta manera, el desarrollo y la verificación de la teoría glacial continuó durante el siglo XIX y, a través de los esfuerzos de muchos científicos, se aclaró el conocimiento sobre la naturaleza y la extensión de los antiguos glaciares de casquete.

Al comenzar el siglo XX, los geólogos habían determinado en gran medida la extensión que había alcanzado la glaciación durante el periodo glacial cuaternario. Además, durante sus investigaciones habían descubierto que muchas regiones glaciares no tenían solamente una capa de derrubios glaciares, sino varias. Por otro lado, un examen de cerca de esos antiguos depósitos demostró zonas bien desarrolladas de meteorización química y formaciones de suelo, así como los restos de plantas que precisan temperaturas cálidas. Las pruebas eran claras: no había habido solo un avance glacial, sino muchos, separados cada uno por periodos extensos cuyos climas habían sido tan cálidos o más que el actual. El periodo glacial no había sido simplemente una época en la que el hielo avanzó sobre la Tierra, la cubrió durante una época y luego retrocedió. Antes bien, era un acontecimiento muy complejo, caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glacial.

A principios del siglo xx se había establecido una división cuádruple del periodo glacial cuaternario para Norteamérica y Europa. Las divisiones se basaron sobre todo en estudios de los depósitos glaciares. En América del Norte, cada una de las cuatro etapas principales fue nombrada con el estado donde los depósitos de esa etapa estaban bien expuestos o fueron estudiados por primera vez. Se trata, en orden de aparición, del Nebrascuense, Kansaniense, Illinoiense y Wisconsinense. Estas divisiones tradicionales permanecieron hasta hace relativamente poco, cuando se supo que testigos de sondeos de sedimentos procedentes del fondo oceánico contienen un registro mucho más completo del cambio climático ocurrido durante el periodo glacial cuaternario³. A diferencia del registro glacial de la Tierra, que está interrumpido por muchas discontinuidades estratigráficas, los sedimentos del fondo oceánico proporcionan un registro ininterrumpido de los ciclos climáticos durante este periodo. Los estudios de esos sedimentos del fondo oceánico demostraron que se habían producido ciclos glaciares/interglaciares aproximadamente cada 100.000 años. Se identificaron alrededor de veinte de esos ciclos de enfriamiento y calentamiento para el intervalo que denominamos periodo glacial cuaternario.

Durante la época glacial, el hielo dejó su impronta sobre casi el 30 por ciento del área de superficie de la Tierra, abarcando unos 10 millones de km² de América del Norte, 5 millones de km² de Europa y 4 millones de

km² de Siberia (Figura 18.34). La cantidad de hielo glacial del hemisferio norte era alrededor del doble que la del hemisferio sur. La razón fundamental es que el hielo polar meridional no pudo expandirse más allá de los márgenes de la Antártida. Por el contrario, Norteamérica y Eurasia proporcionaron grandes espacios de tierra para la expansión de los glaciares de casquete.

En la actualidad, sabemos que el periodo glacial empezó hace entre 2 y 3 millones de años. Esto significa que la mayoría de las principales etapas glaciares se produjo durante una división de la escala de tiempo geológico denominada **Pleistoceno**. Aunque el Pleistoceno se utiliza normalmente como sinónimo de periodo glacial, observaremos que esta época no abarca todo el último periodo glacial. El glaciar de casquete de la Antártida, por ejemplo, se formó probablemente hace al menos 30 millones de años.

CAUSAS DE LAS GLACIACIONES

Se sabe mucho sobre los glaciares y las glaciaciones. Se ha aprendido mucho sobre la formación y el movimiento de los glaciares, la extensión de los glaciares en el pasado y en la actualidad, y las formas creadas por los glaciares, tanto erosivas como deposicionales. Sin embargo, todavía no se comprenden las causas de los periodos glaciares.

Aunque la glaciación generalizada ha sido rara en la historia de la Tierra, esa Edad del Hielo que abarcó el Pleistoceno no es el único periodo glacial del que existen datos. Depósitos denominados **tillitas**, una roca sedimentaria formada cuando se litifica el till glacial, indican la existencia de glaciaciones anteriores. Esos depósitos, encontrados en estratos de edades diferentes, contienen normalmente fragmentos de roca estriada, y algunas están superpuestas a superficies de lecho de roca pulida y acanalada o están asociadas con areniscas y conglomerados que muestran rasgos de depósitos de llanura aluvial. Por ejemplo, en la presentación de las pruebas que sustentan la hipótesis de la deriva continental en el Capítulo 2, se mencionó la existencia de un periodo glacial en el Paleozoico tardío (véase Figura 2.7A, pág 50). Se han identificado dos acontecimientos glaciares Precámbricos en el registro glacial; el primero hace unos 2 billones de años y el segundo unos 600 millones de años atrás.

Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciares debe responder satisfactoriamente a dos preguntas básicas: (1) *¿Qué causa el comienzo de las condiciones glaciares?* Para que se formen glaciares continentales de casquete, la temperatura media debe haber sido algo inferior a la actual y quizá sustancialmente inferior a la reinante durante gran parte del tiempo geológico. Por tanto, una teoría satisfactoria tendría que

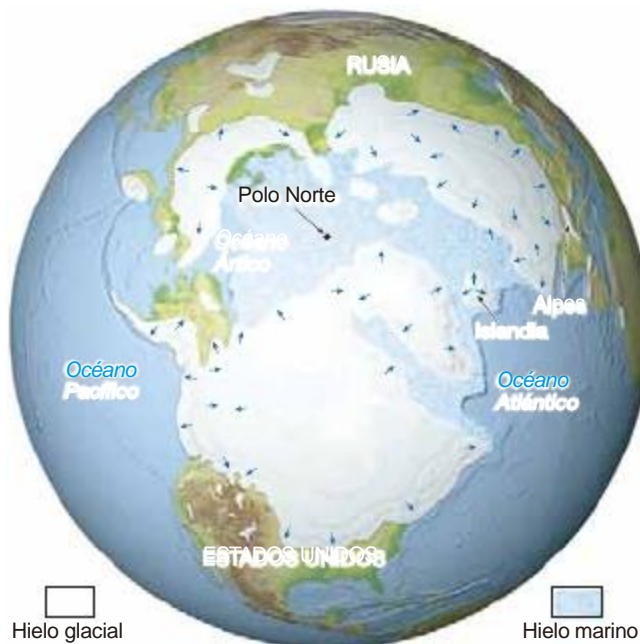


FIGURA 18.34. Extensión máxima de los glaciares de casquete en el hemisferio septentrional durante el periodo glacial cuaternario.

³ En el Recuadro 7.2, «El uso de los sedimentos del fondo oceánico para aclarar los climas del pasado», se proporciona más información sobre este tema.

explicar el enfriamiento que condujo finalmente a las condiciones glaciares; (2) *¿Qué causó la alternancia de etapas glaciares e interglaciares que han sido documentadas para el Pleistoceno?* La primera pregunta se enfrenta a las tendencias a largo plazo de la temperatura en una escala de millones de años, pero esta segunda cuestión se refiere a cambios a un plazo mucho más corto.

Aunque la literatura científica contiene una gran cantidad de hipótesis relativas a las posibles causas de los periodos glaciares, discutiremos solo unas pocas ideas principales que resumen el pensamiento actual.

Tectónica de placas

Probablemente la propuesta más atractiva para explicar el hecho de que hubo glaciaciones extensas tan solo unas pocas veces en el pasado geológico procede de la teoría de la tectónica de placas. Dado que los glaciares se pueden formar solo sobre tierra firme, sabemos que debían existir masas continentales en algún lugar de las latitudes más altas antes de que pudiera comenzar un periodo glacial. Muchos científicos sugieren que los periodos glaciares se han producido solo cuando las placas de corteza terrestre a la deriva han transportado los continentes de las latitudes tropicales a posiciones más próximas a los polos.

Estructuras glaciares en los continentes africano, australiano, suramericano e indio actuales indican que esas regiones, que son ahora tropicales o subtropicales, experimentaron un periodo glacial cerca del final del Paleozoico, hace unos 250 millones de años. Sin embargo, no hay pruebas de que existieran glaciares de casquete durante ese mismo periodo en lo que en la actualidad son latitudes más altas de Norteamérica y Eurasia. Durante muchos años, esto desconcertó a los científicos. ¿Fue el clima en esas latitudes relativamente tropicales semejante en alguna ocasión al clima actual de Groenlandia y la Antártida? ¿Por qué no se formaron glaciares en Norteamérica y Eurasia? Hasta que no se formuló la teoría de la tectónica de placas, no hubo una explicación razonable.

En la actualidad, los científicos saben que las áreas que contienen esos rasgos glaciares antiguos estuvieron juntas en un supercontinente localizado en latitudes lejanas a sus posiciones meridionales actuales. Más tarde, esta masa de tierra se separó y sus fragmentos, cada uno desplazándose en una placa diferente, derivaron hacia sus posiciones actuales (Figura 18.35). Ahora sabemos que durante el pasado geológico, los movimientos de placa fueron responsables de muchos cambios climáticos extraordinarios a medida que los continentes se desplazaban unos en relación con otros y se dirigían a posiciones latitudinales diferentes. También debieron ocurrir cambios en la circulación oceánica, que alteraron el transporte del calor y la humedad,

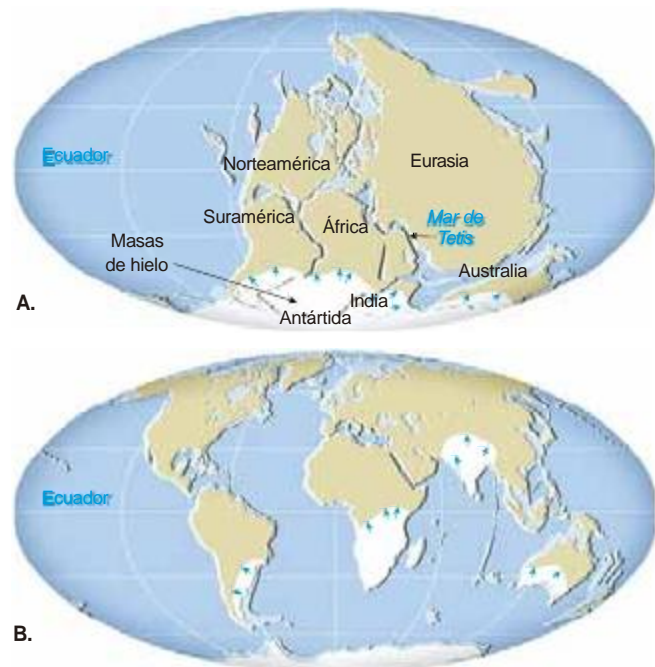


FIGURA 18.35. A. Supercontinente Pangea que muestra el área cubierta por el hielo glacial hace 300 millones de años. B. Los continentes como se encuentran en la actualidad. Las áreas blancas indican dónde existen pruebas de los antiguos glaciares de casquete.

y, por consiguiente, también el clima. Debido a que la velocidad de movimiento de las placas es muy lenta (unos pocos centímetros al año), solo se producen cambios apreciables en las posiciones de los continentes a lo largo de grandes periodos de tiempo geológico. Por tanto, los cambios climáticos desencadenados por el desplazamiento de las placas son extremadamente graduales y ocurren a una escala de millones de años.

Variaciones en la órbita de la Tierra

Dado que los cambios climáticos producidos por el movimiento de las placas son extremadamente graduales, la teoría de la tectónica de placas no puede utilizarse para explicar la alternancia entre los climas glacial e interglacial que se produjo durante el Pleistoceno. Por consiguiente, debemos considerar algún otro mecanismo desencadenante que pueda causar cambios climáticos a una escala de millares, antes que de millones, de años. Muchos científicos creen en la actualidad que las oscilaciones climáticas que caracterizaron al Pleistoceno pueden estar vinculadas a variaciones de la órbita terrestre. Esta hipótesis fue desarrollada por primera vez y defendida con intensidad por el científico serbio Milutin Milankovitch y se basa en la premisa de que las variaciones de la radiación solar entrante son un factor principal en el control del clima terrestre.

Milankovitch formuló un modelo matemático exhaustivo basándose en los siguientes elementos (Figura 18.36):

1. variaciones en la forma (*excentricidad*) de la órbita de la Tierra alrededor del Sol;
2. cambios en la *oblicuidad*, es decir, cambios en el ángulo que forma el eje con el plano de la órbita terrestre, y
3. el bamboleo (fluctuación) del eje de la Tierra, denominado *precesión*.

Utilizando estos factores, Milankovitch calculó variaciones en la recepción de energía solar y la correspondiente temperatura superficial de la Tierra en épocas pretéritas en un intento de correlacionar esos cambios con las fluctuaciones climáticas del Pleistoceno. Al explicar los cambios climáticos que resultan de estas tres variables, obsérvese que causan poca o ninguna variación en el *total* de la energía solar que alcanza el suelo. En cambio, su efecto se deja sentir porque cambia el grado de contraste entre las estaciones. Inviernos algo más suaves en las latitudes medias a altas significan mayores nevadas totales, mientras que veranos más fríos producirían una reducción de la fusión de la nieve.

Entre los estudios que han añadido credibilidad a la teoría astronómica de Milankovitch se cuenta uno en el que se analizaron sedimentos marinos profundos que contenían ciertos microorganismos climáticamente sensibles para establecer una cronología de los cambios de temperatura mirando hacia atrás casi medio millón de años⁴. Esta escala temporal de cambio climático se comparó entonces con los cálculos astronómicos de excentricidad, oblicuidad y precesión para determinar si existía de hecho una correlación. Aunque el estudio era muy complicado y matemáticamente complejo, las conclusiones fueron contundentes. Los investigadores observaron que las variaciones principales del clima durante los últimos centenares de miles de años estaban asociadas de manera muy directa con los cambios de la geometría de la órbita terrestre, es decir, se demostró que los ciclos de cambio climático se corresponden estrechamente con los periodos de oblicuidad, precesión y excentricidad orbital. De manera más específica, los autores afirmaron: «Se concluye que los cambios en la geometría de la órbita terrestre son la causa fundamental de la sucesión de los periodos glaciales del Cuaternario»⁵.

Resumamos brevemente las ideas que se acaban de describir. La teoría de la tectónica de placas nos

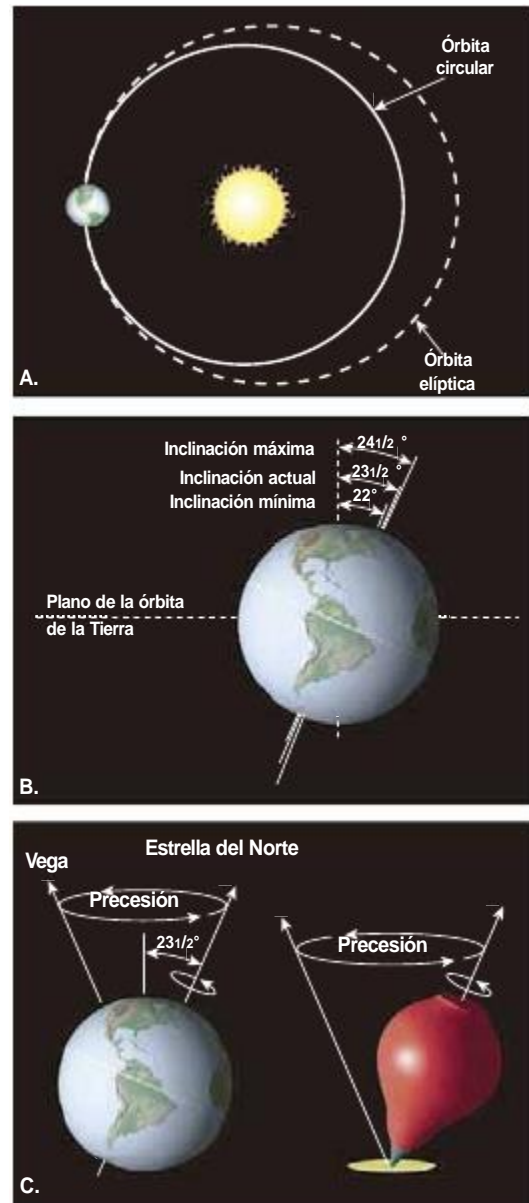


FIGURA 18.36. Variaciones orbitales. **A.** La forma de la órbita de la Tierra cambia durante un ciclo que dura unos 100.000 años. Cambia gradualmente de una órbita casi circular a una más elíptica y luego al revés otra vez. Este diagrama exagera mucho la magnitud del cambio. **B.** En la actualidad el eje de rotación está inclinado unos 23,51 con respecto al plano de la órbita terrestre. Durante un ciclo de 41.000 años, este ángulo oscila entre 21,5 y 24,5. **C.** Precesión. El eje de la Tierra se tambalea como el de una peonza. Por consiguiente, el eje apunta a diferentes puntos del cielo durante un ciclo de unos 26.000 años.

proporciona una explicación para lapsos ampliamente espaciados y no periódicos de las condiciones glaciales en diversos momentos del pasado geológico, mientras que la teoría propuesta por Milankovitch y apoyada por el trabajo de J. D. Hays y sus colaboradores proporciona una explicación para la alternancia de episodios glaciales e interglaciales del Pleistoceno.

⁴ J. D. Hays, John Imbrie y N. J. Shackleton, «Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages», *Science* 194 (1976): 1121-32.

⁵ J. D. Hays y cols., página 1131. El término *Cuaternario* se refiere al periodo de tiempo geológico que abarca los últimos 1,8 millones de años.

Otros factores

Las alteraciones de la órbita terrestre están íntimamente relacionadas con la existencia del ciclo glacial-interglacial. No obstante, las variaciones en la energía solar que alcanza la superficie terrestre provocadas por las variaciones orbitales no proporcionan una explicación satisfactoria a la magnitud en los cambios de temperatura experimentados en el último periodo glacial cuaternario, en los que tuvieron que intervenir, sin duda, otros factores. Entre ellos, los cambios en la reflectividad de la superficie terrestre y en la circulación oceánica, en los que profundizaremos a continuación.

Los análisis químicos de las burbujas de aire que quedaron atrapadas en el hielo glacial en el momento de la formación del hielo indican que la atmósfera de la época glacial contenía una cantidad menor de los gases dióxido de carbono y metano que en la atmósfera posterior a la época glacial cuaternaria (Figura 18.37). El dióxido de carbono y el metano son importantes gases de «efecto invernadero», lo que significa que atrapan la radiación emitida en la Tierra y contribuyen al calentamiento de la atmósfera. Cuando se aumenta la cantidad de estos gases en la atmósfera, aumenta la temperatura global, y cuando se reducen, como en la Edad de Hielo, las temperaturas caen. Así, la notable caída de las temperaturas que tuvo lugar durante el periodo glacial puede explicarse como consecuencia de la reducción de las concentraciones de gases de efecto invernadero. Pese a que los científicos saben que se produjeron estas reducciones en las concentraciones de dióxido de carbono y de metano, no pueden precisar su causa. Como ocurre a menudo en la ciencia, las observaciones recopiladas durante una investigación aportan información

y plantean preguntas que requieren un análisis y una explicación posterior.

Obviamente, siempre que la Tierra entra en un periodo glacial, extensas áreas libres de hielo, se cubren de nieve y de hielo. Además, un clima más frío también provoca la expansión de las zonas cubiertas por el hielo marino (agua marina superficial congelada). El hielo y la nieve reflejan una gran parte de la energía solar entrante de vuelta al espacio, lo que provoca la pérdida de la energía que debía haber calentado la superficie terrestre y el aire, reforzando el enfriamiento global⁶.

Aún otro factor que influye sobre el clima durante las glaciaciones está relacionado con las corrientes oceánicas. Los estudios demuestran que la circulación oceánica cambia durante las glaciaciones. Por ejemplo, hay estudios que sugieren que la corriente cálida que transporta gran cantidad de calor desde los trópicos a las altas latitudes en el Atlántico norte era bastante más débil durante el periodo glacial cuaternario. Esto provocaría un clima más frío en Europa, aumentando el enfriamiento que puede atribuirse a las variaciones orbitales.

En conclusión, queremos destacar que las ideas que se han expuesto no representan la única explicación posible de las glaciaciones. Aunque interesantes y atractivas, estas propuestas, como es lógico, no están exentas de contar con detractores, ni son las únicas posibilidades actualmente en investigación. Pueden estar implicados, y es probable que lo estén, otros factores.

⁶ Recordemos del Capítulo 1 que algo que refuerza (aporta a) el cambio inicial se denomina *un mecanismo*. Para revisar este concepto, véase la sección «La Tierra como sistema» del Capítulo 1.



FIGURA 18.37. Científico cortando una muestra del núcleo del hielo de la Antártida para analizarla. Lleva ropa protectora para minimizar la contaminación de la muestra. El análisis químico de los núcleos de hielo puede proporcionar importantes datos sobre climas pasados (Foto de British Antarctic Survey/Photo Researchers, Inc.).

CAPÍTULO 18

Glaciares y glaciaciones

RESUMEN

Un *glaciar* es una gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre como consecuencia de la compactación y recristalización de la nieve, y muestra signos de flujo pasado o presente. En la actualidad, se encuentran *glaciares de valle* o *alpinos* en áreas montañosas donde suelen fluir por valles que fueron originalmente ocupados por corrientes de agua. Existen *glaciares de casquete* a una escala mucho mayor, que cubren la mayor parte de Groenlandia y la Antártida. Cerca de la superficie de un glaciar, en la *zona de fractura*, el hielo es quebradizo. Sin embargo, unos 50 m por debajo, la presión es grande, haciendo que el hielo *fluya* como un *material plástico*. Un segundo mecanismo importante de movimiento glaciar consiste en el *deslizamiento* de toda la masa de hielo a lo largo del terreno.

La velocidad media de movimiento glaciar suele ser bastante lenta, pero varía considerablemente de un glaciar a otro. El avance de algunos glaciares se caracteriza por periodos de movimientos extremadamente rápidos denominados *oleadas glaciares*.

Los glaciares se forman en áreas donde cae más nieve en invierno de la que se derrite en verano. La acumulación de nieve y la formación de hielo se producen en la *zona de acumulación*. Sus límites externos se definen por el *límite de las nieves perpetuas*. Más allá del límite de nieves perpetuas se encuentra la *zona de ablación*, donde hay una pérdida neta para el glaciar. El *balance glaciar* es el equilibrio, o falta de equilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida, denominada *ablación* en el extremo inferior.

Los glaciares erosionan la tierra mediante *arranque* (levantamiento de fragmentos del lecho de roca de su lugar) y *abrasión* (molienda y raspado de la superficie rocosa). Entre los rasgos erosivos producidos por los glaciares de valle se cuentan los *valles glaciares*, los *valles colgados*, los *lagos de rosario*, los *fiordos*, los *circos*, las *aristas*, los *horns* y las *rocas aborregadas*.

Cualquier sedimento de origen glaciar se denomina *derrubio glaciar*. Los dos tipos claros de derrubios glaciares son: (1) los *tills*, que es sedimento desclasificado depositado directamente por el hielo, y (2) los *derrubios glaciares estratificados*, que es sedimento relativamente bien clasificado depositado por el agua de fusión glaciar.

Las formas más generalizadas creadas por el depósito glaciar son capas o crestas de till, denominadas *morrenas*. Asociadas con los glaciares de valle se encuentran

las *morrenas laterales*, que se forman a lo largo de los laterales del valle, y las *morrenas centrales*, formadas entre dos glaciares de valle que se juntan. Las *morrenas terminales*, que marcan la posición original del frente de un glaciar, y las *morrenas de fondo*, capas ondulantes de till depositados a medida que el frente de hielo retrocede, son comunes tanto para los glaciares de valle como para los de casquete. Una *llanura de aluvión* está asociada con la morrena terminal de un glaciar de casquete. Un *tren de valle* se forma cuando el glaciar está confinado a un valle. Otras estructuras deposicionales son los *drumlins* (colinas asimétricas de perfil aerodinámico compuestas por till), los *eskers* (crestas sinuosas compuestas sobre todo de arena y grava depositadas por corrientes que fluyen en túneles debajo del hielo, cerca del final de un glaciar) y los *kames* (colinas de laderas empinadas que están compuestas por arena y grava).

Además del trabajo erosivo y deposicional, otros efectos de los glaciares del periodo glacial son la *migración forzada de organismos*, *cambio en los cursos de las corrientes*, *ajuste de la corteza* por rebote después de la eliminación de la inmensa carga de hielo y los *cambios climáticos* causados por la existencia de los propios glaciares. En el mar, el efecto de mayor alcance del periodo glacial cuaternario fue el *cambio mundial* en el *nivel del mar* que acompañó a cada avance y retroceso de los glaciares de casquete.

El periodo glacial, que empezó hace unos dos millones de años, fue un periodo muy complejo caracterizado por una serie de avances y retrocesos del hielo glaciar. La mayoría de los episodios glaciares se produjo durante una división del tiempo geológico denominado *Pleistoceno*. Quizá la prueba más consistente de la existencia de varios avances glaciares durante el periodo glacial es la existencia generalizada de *múltiples capas de derrubios glaciares* y un registro ininterrumpido de ciclos climáticos conservado en los *sedimentos del fondo oceánico*.

Cualquier teoría que intente explicar las causas de las épocas glaciares debe responder a dos preguntas básicas: (1) ¿qué causa el comienzo de las condiciones glaciares? y (2) ¿qué causó la alternancia de etapas glaciares e interglaciares que han sido documentadas para el Pleistoceno? Dos de las principales hipótesis que explican la causa de los periodos glaciares implican: (1) la tectónica de placas, y (2) variaciones en la órbita terrestre.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

- | | | |
|----------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| ablación, 573 | flujo plástico, 570 | morrena de fondo, 583 |
| abrasión, 575 | glaciar, 566 | morrena de retroceso, 584 |
| arista, 579 | glaciar alpino, 567 | morrena lateral, 582 |
| arranque, 575 | glaciar de casquete, 567 | morrena terminal, 583 |
| balance glaciar, 573 | glaciar de desbordamiento, 568 | neviza, 570 |
| bloque errático glaciar, 576 | glaciar de meseta, 568 | oleada glaciar, 572 |
| casquete polar, 567 | glaciar de piedemonte, 569 | pequeño lago de montaña (tarn), 578 |
| circo, 578 | glaciar de valle, 567 | plataforma glaciar, 567 |
| collado, 578 | grieta, 571 | Pleistoceno, 593 |
| depósito en contacto con el hielo, 587 | grieta glaciar, 575 | roca aborregada, 580 |
| derrubio estratificado, 581 | harina de roca, 575 | surco glaciar, 590 |
| derrubio glaciar, 581 | horn, 579 | terrazza de kame, 587 |
| deslizamiento basal, 571 | kame, 587 | till, 581 |
| desmembramiento, 573 | kettle, 586 | tillita, 593 |
| drumlin, 585 | lago en rosario, 578 | tren de valle, 586 |
| esker, 587 | lago pluvial, 590 | valle colgado, 576 |
| espolón truncado, 578 | límite de las nieves perpetuas, 570 | zona de acumulación, 572 |
| fiordo, 578 | llanura aluvial, 586 | zona de ablación, 573 |
| | morrena central, 583 | zona de fractura, 571 |

PREGUNTAS DE REPASO

- ¿Dónde se encuentran los glaciares en la actualidad? ¿Qué porcentaje de la superficie terrestre cubren los glaciares? ¿Cómo se compara esta superficie con el área cubierta por los glaciares durante el Pleistoceno?
- Describa cómo encajan los glaciares en el ciclo hidrológico. ¿Qué papel desempeñan en el ciclo de las rocas?
- Cada una de las afirmaciones siguientes se refiere a un tipo de glaciar concreto. Indique el tipo de glaciar.
 - El término *continental* se suele utilizar para describir este tipo de glaciar.
 - Este tipo de glaciar se denomina también *glaciar alpino*.
 - Se trata de una corriente de hielo que va desde el margen de un glaciar de casquete a través de las montañas hasta el mar.
 - Este es un glaciar formado cuando uno o más glaciares de valle se expanden en la base de un frente de montaña empinado.
 - Groenlandia es el único ejemplo en el hemisferio septentrional.
- Describa los dos componentes del flujo glaciar. ¿A qué velocidad se desplazan los glaciares? En un glaciar de valle, se mueve todo el hielo a la misma velocidad. Explíquelo.
- ¿Por qué se forman grietas en la porción superior de un glaciar, pero no a 50 m?
- ¿Bajo qué circunstancias avanzará el frente de un glaciar? ¿Retrocederá? ¿Permanecerá estacionario?
- Describa los procesos de erosión glaciar.
- ¿Cómo difiere en aspecto un valle de montaña que no estuvo cubierto por un glaciar?
- Enumere y describa los rasgos erosivos que cabría esperar ver en una zona donde existen o han existido recientemente glaciares de valle.
- ¿Qué es un derrubio glaciar? ¿Cuál es la diferencia entre un till y un derrubio glaciar? ¿Qué efectos generales tienen los depósitos glaciares sobre el paisaje?
- Enumere los cuatro tipos básicos de morrenas. ¿Qué tienen en común todas ellas? ¿Cuál es la importancia de las morrenas terminales y de retroceso?
- ¿Por qué las morrenas centrales prueban que los glaciares de valle deben moverse?
- ¿Cómo se forman las depresiones glaciares (kettles)?
- ¿Qué dirección llevaba el movimiento del glaciar de casquete que afectó al área mostrada en la Figura 18.27? Explique cómo ha podido determinarlo.
- ¿Qué son los depósitos en contacto con el hielo? Distinga entre kames y eskers.

16. Enumere cuatro efectos de los glaciares del periodo glacial cuaternario aparte de la aparición de formas erosivas y deposicionales.
17. El desarrollo de la teoría glacial es un buen ejemplo de aplicación del principio del uniformismo. Explíquelo brevemente.
18. Durante el Pleistoceno la cantidad de hielo glacial en el hemisferio norte era alrededor del doble de

la existente en el hemisferio sur. Explique brevemente por qué.

19. ¿Cómo podría contribuir la tectónica de placas a explicar la causa de las épocas glaciales? ¿Puede explicar la tectónica de placas la alternancia entre climas glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno?

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.

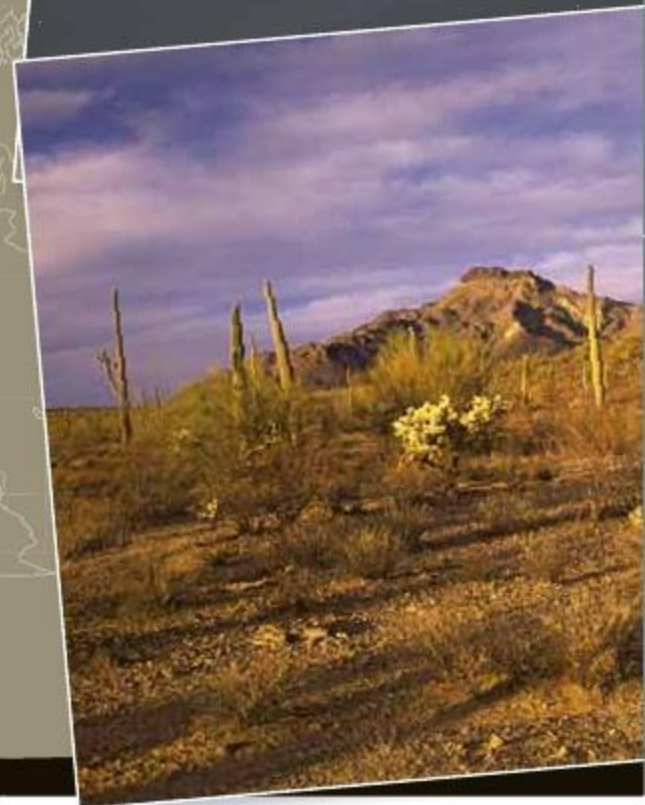
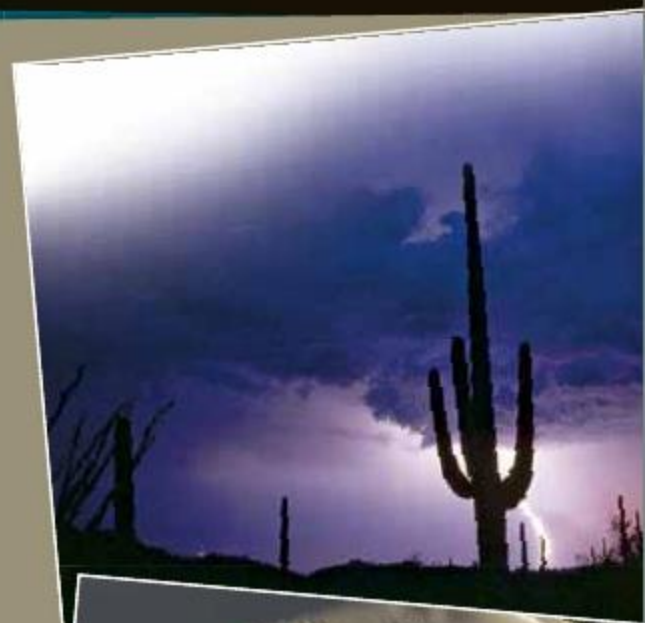
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

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 19

Deformación de la corteza





El clima tiene una gran influencia en la naturaleza y la intensidad de los procesos externos de la Tierra, lo que se demostró de manera clara en el capítulo anterior sobre los glaciares. Otro ejemplo excelente de la estrecha relación entre el clima y la geología se ve al examinar el desarrollo de los paisajes áridos. La palabra desierto significa literalmente desocupado. Para muchas regiones secas, esta es una descripción muy apropiada, aunque, en las regiones de los desiertos en las que se dispone de agua, las plantas y los animales medran. No obstante, las regiones secas del mundo son probablemente las áreas menos familiares de la Tierra, con excepción del ámbito polar.

Los paisajes desérticos aparecen frecuentemente desolados. Sus perfiles no están suavizados por una alfombra de suelo y abundante vida vegetal. En cambio, son frecuentes los afloramientos rocosos desnudos con pendientes empinadas y angulosas. En algunos lugares, las rocas tienen un tinte naranja y rojo. En otros son grises y marrones, con bandas negras. Para muchos visitantes, el paisaje desértico exhibe una belleza impresionante; para otros, el terreno parece sombrío. Con independencia del sentimiento que provoquen, está claro que los desiertos son muy diferentes de los lugares más húmedos donde vive la mayoría de la gente.

Como veremos, las regiones áridas no están dominadas por un solo proceso geológico. Antes bien, se ponen de manifiesto los efectos de las fuerzas tectónicas, las corrientes de agua y el viento. Dado que estos procesos se combinan de formas diferentes de un lugar a otro, el aspecto de los paisajes desérticos varía también mucho (Figura 19.1).

DISTRIBUCIÓN Y CAUSAS DE LAS REGIONES SECAS



Deserts and winds

Distribution and Causes of Dry Lands

Las regiones secas del mundo abarcan alrededor de 42 millones de kilómetros cuadrados, un sorprendente 30 por ciento de la superficie terrestre. Ningún otro grupo climático ocupa superficie de terreno tan grande. Dentro de estas regiones con déficit de agua, se reconocen normalmente dos tipos climáticos: el **desierto**, o árido, y la **estepa**, o semiárido. Los dos comparten muchas características. Sus diferencias son fundamentalmente una cuestión de grado (véase Recuadro 19.1). La estepa es una variante marginal y más húmeda del desierto y es una zona de transición que rodea el desierto y lo separa de los climas húmedos que lo bordean. El mapa mundial que muestra la distribución de las regiones desérticas y de estepa revela que las tierras secas están concentradas en los subtropicos y en las latitudes medias (Figura 19.2).

Desiertos de latitudes bajas

El corazón de los climas secos de latitudes bajas se encuentra en las proximidades de los trópicos de Cáncer y de Capricornio. En la Figura 19.2 se muestra un ambiente desértico prácticamente continuo que se extiende a lo largo de más de 9.300 km, desde la costa atlántica del norte de África a las regiones secas del noroeste de la India. Además de esta gran extensión, el hemisferio septentrional contiene otra zona mucho más pequeña de desierto tropical y de estepa en el norte de México y en el suroeste de Estados Unidos.

En el hemisferio meridional, los climas secos dominan Australia. Casi el 40 por ciento del continente es un desierto, y mucho del resto, una estepa. Además, hay zonas áridas y semiáridas en el sur de África y tienen una limitada aparición en las costas chilena y peruana.

¿Qué produce estas bandas de desierto de latitudes bajas? La respuesta es la distribución global de la presión del aire y de los vientos. El diagrama idealizado de la circulación general atmosférica de la Tierra de la Figura 19.3A ayuda a visualizar la relación. El aire



FIGURA 19.1. Una escena en el Organ Pipe Cactus National Monument cerca de la frontera Arizona-México. El aspecto de los paisajes del desierto varía mucho de un lugar a otro (Foto de Marek Zuk/Alamy).

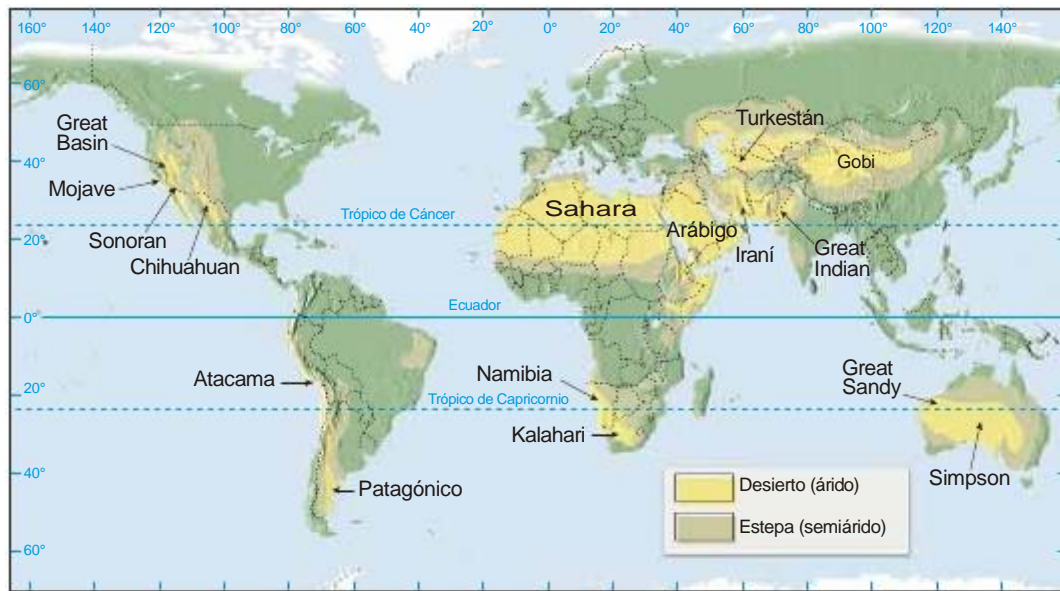


FIGURA 19.2. Los climas áridos y semiáridos abarcan alrededor del 30 por ciento de la superficie terrestre. Ningún otro grupo climático se extiende en un área tan grande.

calentado en el cinturón de presión conocido como *depresión ecuatorial* se eleva a grandes altitudes (normalmente entre 15 y 20 km) y luego se expande. A medida que el flujo de las capas superiores alcanza los 20°-30° de latitud, norte o sur, desciende hacia la superficie. El aire que se eleva por la atmósfera se expande y se enfría, un proceso que induce el desarrollo de nubes y precipitaciones. Por esta razón, las áreas que están bajo la influencia de la depresión ecuatorial se cuentan entre las más lluviosas de la Tierra. Ocurre exactamente lo contrario en las regiones próximas a los 30° de latitud norte y sur, donde predominan las altas presiones. Aquí, en las zonas conocidas como *anticiclones subtropicales*, el aire desciende. Cuando el aire se hunde, se comprime y se calienta. Estas condiciones son exactamente las opuestas a lo que se necesita para producir nubes y precipitación. Por consiguiente, esas regiones se conocen por sus cielos claros, su luz solar y la sequía progresiva (Figura 19.3B).

Desiertos de latitudes medias

A diferencia de sus equivalentes de latitudes bajas, los desiertos y las estepas de latitudes medias no están controlados por masas de aire en descenso asociadas con presiones elevadas. En cambio, estas regiones secas existen principalmente porque están resguardadas en el interior profundo de grandes masas continentales. Se encuentran muy separadas del océano, que es la fuente última de humedad para la formación de nubes y la precipitación. Un ejemplo bien conocido es el desierto de Gobi en Asia central, mostrado en el mapa al norte de la India.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cómo pueden sobrevivir las plantas en el desierto?

Las plantas que habitan en los desiertos tienen adaptaciones especiales para sobrevivir en estos ambientes áridos. Por ejemplo, muchas plantas del desierto tienen hojas cerosas o una cutícula (capa protectora externa) engrosada para reducir la pérdida de agua. Otras tienen hojas muy pequeñas o no tienen ninguna hoja.

Además, las raíces de algunas especies suelen extenderse a grandes profundidades con el fin de extraer el agua de esos puntos, mientras que otras producen un sistema somero pero extenso de raíces que les permite absorber con rapidez grandes cantidades de agua procedente de las precipitaciones poco frecuentes en el desierto. Los tallos de estas plantas suelen estar engrosados por un tejido esponjoso que puede almacenar el agua suficiente para sustentar la planta hasta la próxima precipitación. Por consiguiente, aunque están muy dispersas y proporcionan muy poca cubierta vegetal, en el desierto crecen plantas de muchos tipos.

La presencia de montañas elevadas que se cruzan en el camino de los vientos predominantes separa aún más esas zonas de las masas de aire marítimas cargadas de agua; además, las montañas obligan al aire a perder mucha de su agua. El mecanismo es sencillo: a medida que los vientos predominantes se encuentran con las barreras montañosas, el aire se ve forzado a ascender. Cuando el aire se eleva, se expande y se enfría, un proceso que puede producir nubes y precipitación. Las laderas de las montañas expuestas al viento tienen a menudo abundante precipitación. Por el contrario, las laderas de las montañas que están a sotavento suelen ser mucho más secas (Figura 19.4). Esta situación existe

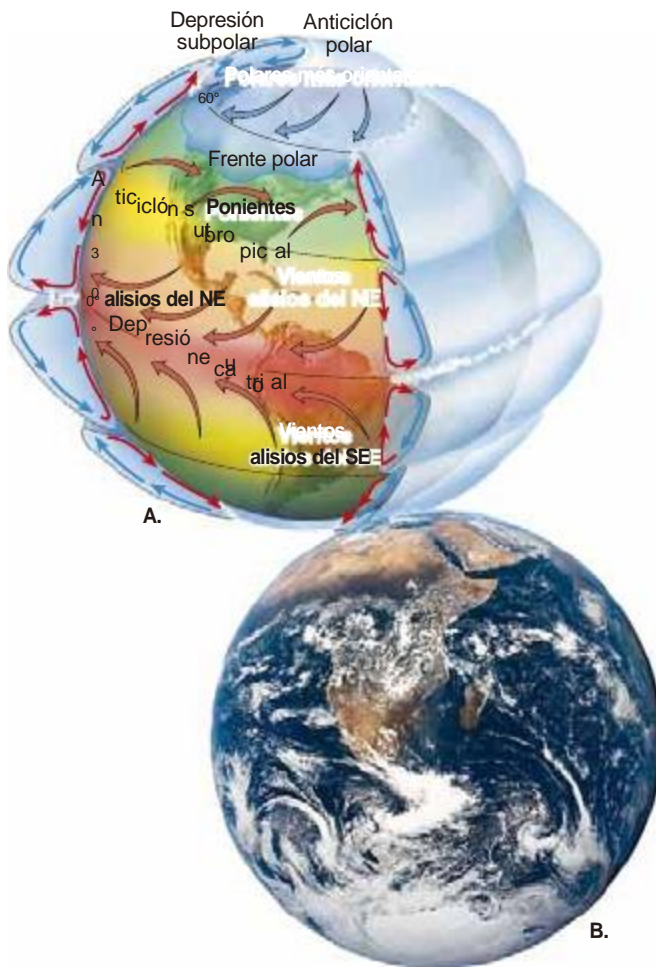


FIGURA 19.3. A. Diagrama idealizado de la circulación general atmosférica de la Tierra. Los desiertos y las estepas que están concentrados entre los 20° y los 30° de latitud norte y sur coinciden con los cinturones anticiclónicos subtropicales. Aquí, el descenso del aire seco inhibe la formación de nubes y la precipitación. Por el contrario, el cinturón de presiones conocido como depresión ecuatorial está asociado con áreas que se cuentan entre las más lluviosas de la Tierra. B. En esta vista de la Tierra desde el espacio, el desierto del Sahara al norte de África, el desierto Arábigo adyacente y los desiertos del Kalahari y Namibia en el África meridional son claramente visibles como áreas de color tostado y carentes de nubes. La banda nubosa que se extiende por África central y los océanos adyacentes coincide con el cinturón de bajas presiones ecuatorial (Foto cortesía de la NASA).

porque el aire que alcanza la ladera de sotavento ha perdido gran parte de su humedad y, si el aire desciende, se comprime y se calienta, con lo cual la formación de nubes es incluso menos probable. A menudo se denomina **desierto de sombra pluviométrica** a la región seca que se produce. Dado que muchos desiertos de latitud media se encuentran en las laderas de sotavento de las montañas, también pueden clasificarse como desiertos de sombra pluviométrica. En Norteamérica, las barreras montañosas principales que se oponen a la llegada de humedad desde el Pacífico son las Sierras Costeras, Sierra Nevada y las Cascade (Figura 19.4). En Asia, la gran cadena del Himalaya impide que llegue al interior el flujo de humedad del océano Índico de los monzones de verano (véase Recuadro 19.2).

Dado que el hemisferio meridional carece de extensas zonas de terreno en las latitudes medias, en esta

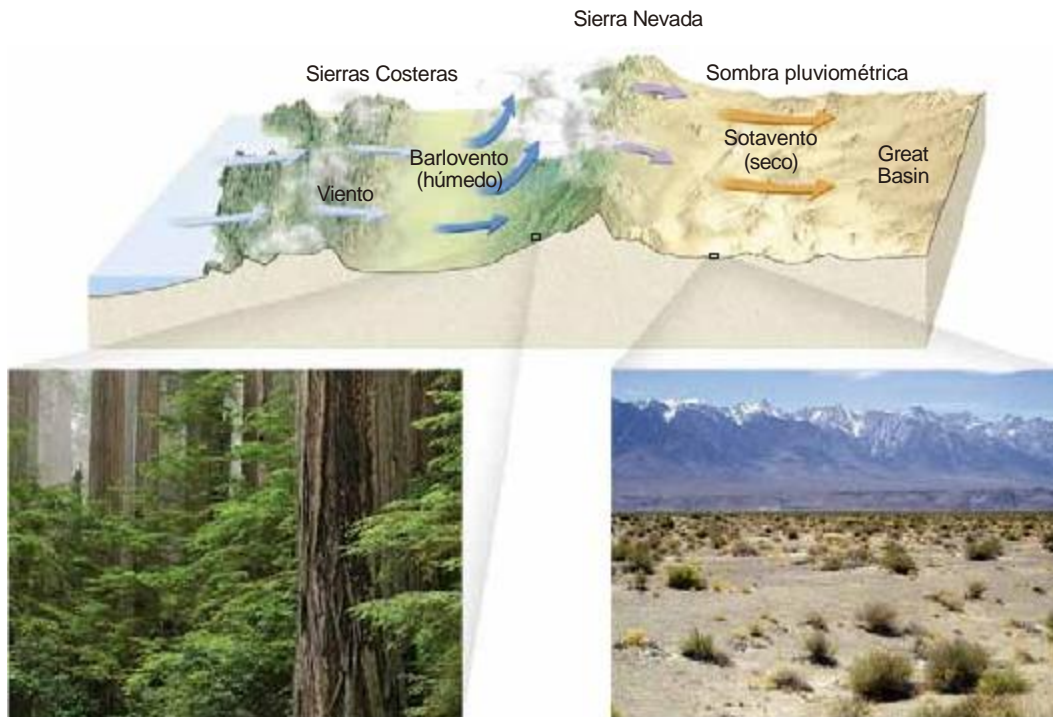


FIGURA 19.4. Muchos desiertos de las latitudes medias son desiertos de sombra pluviométrica. Cuando el aire en movimiento se encuentra con una barrera montañosa, se ve forzado a ascender. Como consecuencia a menudo se producen nubes y precipitación en la ladera de barlovento. El aire que desciende por la ladera de sotavento es mucho más seco. Las montañas separan eficazmente el lado de barlovento de las fuentes de humedad, produciendo un desierto de sombra pluviométrica. El desierto Great Basin es un desierto de sombra pluviométrica que cubre casi toda Nevada y porciones de los estados adyacentes (Foto de la izquierda por Dean Pennala/Shutterstock. Foto de la derecha por Dennis Tasa).

ENTENDER LA TIERRA

¿Qué se entiende por «seco»?

RECUADRO 19.1

Albuquerque, Nuevo México, al suroeste de Estados Unidos, recibe una media de 20,7 cm de precipitación anual. Como cabe esperar, dado que la precipitación total de Albuquerque es modesta, el lugar se clasifica como desierto cuando se aplica la clasificación climática de Köppen, habitualmente utilizada. La ciudad rusa de Verkhoyansk es un lugar remoto situado cerca del círculo Ártico, en Siberia. La media del total de precipitación anual en este punto es de 15,5 cm, unos 5 cm menos que la de Albuquerque. Aunque Verkhoyansk recibe menos precipitación que Albuquerque, su clasificación es de clima húmedo. ¿Cómo puede ser?

Todos reconocemos que los desiertos son lugares secos, pero ¿qué se entiende exactamente por el término *seco*? Es decir, ¿qué cantidad de lluvia define el límite entre las regiones secas y las húmedas? A veces se define de manera arbitraria utilizando una sola cifra de precipitación, por ejemplo, 25 cm anuales de precipitación. Sin embargo, el concepto de sequedad es un concepto relativo que se refiere a cualquier situación en la que hay carencia de agua. Por tanto, los climatólogos definen el *clima seco* como

un clima en el que la precipitación anual no es tan grande como la posible pérdida de agua a través de la evaporación. Por consiguiente, la sequedad no solo está relacionada con los totales anuales de precipitación sino que también es una función de la evaporación, que a su vez depende en gran parte de la temperatura.

A medida que las temperaturas aumentan, también crece la posible evaporación. De 15 a 25 cm de precipitación pueden bastar para sustentar bosques de coníferas en el norte de Escandinavia o Siberia, donde la evaporación hacia el aire frío y húmedo es escasa y un excedente de agua permanece en el suelo. Sin embargo, la misma cantidad de precipitación sobre Nuevo México o Irán sustenta solo una escasa cubierta vegetal, ya que la evaporación hacia el aire caliente y seco es grande. Por tanto, está claro que ninguna cantidad determinada de precipitación puede servir de límite universal para los climas secos.

Para establecer el límite entre climas secos y húmedos, el sistema de clasificación de Köppen, muy utilizado, utiliza fórmulas en las que intervienen tres variables:

precipitación anual media, temperatura anual media y distribución estacional de la precipitación. El uso de la temperatura anual media refleja su importancia como un índice de la evaporación. La cantidad de precipitación que define el límite húmedo-seco será mayor cuando las temperaturas anuales medias sean elevadas, y menor cuando las temperaturas sean bajas. El uso de la distribución estacional de la precipitación también está relacionado con esta idea. Si la precipitación se concentra en los meses más cálidos, la pérdida de la evaporación es mayor que si la precipitación se concentra en los meses más fríos.

En la Tabla 19.A se resumen las cantidades de precipitación que dividen los climas secos y húmedos. Obsérvese que un lugar con una media anual de 20 °C y una precipitación máxima de 68 cm en verano se clasifica como seco. Si la precipitación se produce principalmente en invierno, sin embargo, el lugar solo debe recibir 40 cm o más para ser considerada húmeda. Si la precipitación se distribuye de una manera más regular, la cifra que define el límite húmedo-seco se encuentra entre las dos anteriores.

Tabla 19.A. Precipitación anual media que define el límite entre climas secos y húmedos.

Precipitación media Temperatura anual (°C)	Precipitación en invierno Máximo (cm)	Distribución regular (cm)	Verano Máximo (cm)
5	10	24	38
10	20	34	48
15	30	44	58
20	40	54	68
25	50	64	78
30	60	74	88

latitud hay solo una pequeña zona de desierto y estepa, que se encuentra fundamentalmente cerca del extremo meridional de América del Sur en la sombra pluviométrica de los imponentes Andes.

Los desiertos de latitud media proporcionan un ejemplo de cómo los procesos tectónicos afectan al clima. Los desiertos de sombra pluviométrica existen en virtud de las montañas producidas tras la colisión de las placas. Sin esos episodios de formación de montañas, predominarían climas más húmedos en las zonas donde existen hoy muchas regiones secas.

PROCESOS GEOLÓGICOS EN CLIMAS ÁRIDOS



Deserts and winds

► Common Misconceptions about Deserts

Las colinas angulosas, las escarpadas paredes de los cañones y la superficie de la grava y arena del desierto contrastan notablemente con las colinas redondeadas

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

La desaparición del mar de Aral: un gran lago se transforma en un terreno baldío

RECUADRO 19.2

El mar de Aral se encuentra en la frontera entre Uzbekistán y Kazajistán, en Asia central (Figura 19.A). El lugar es el desierto de Turkestán, un desierto de latitud media en la sombra pluviométrica de las elevadas montañas de Afganistán. En esta región de drenaje interior, dos grandes ríos, el Amu Darya y el Syr Darya, transportan agua desde las montañas del norte de Afganistán a través del desierto hasta el mar de Aral. El agua sale del mar por evaporación. Por tanto, el tamaño del cuerpo hídrico depende del equilibrio entre la aportación del río y la evaporación.

En 1960 el mar de Aral era uno de los cuerpos hídricos interiores más grandes del mundo, con un área de unos 67.000 km². Solo el mar Caspio, el lago Superior y el lago Victoria eran más grandes. Alrededor del año 2008 el área del mar de Aral era inferior al 10 por ciento de su tamaño en 1960, y su volumen se había reducido en un 90 por ciento. El retroceso de este cuerpo hídrico se representa en la Figura 19.B. Todo lo que queda son tres restos someros.

¿Qué ha provocado que el mar de Aral se seque? La respuesta es que el suministro de agua procedente de las montañas se redujo de manera significativa y luego fue eliminado. Las aguas del Amu Darya y el Syr Darya se desviaron para aportar agua a una gran extensión de cultivos irrigados en esta zona seca.

La irrigación intensiva provocó un gran aumento de la productividad agrícola, pero no sin costes significativos. Los deltas de los dos ríos principales han perdido sus tierras húmedas y la fauna ha desaparecido. La industria pesquera, que había sido próspera, está muerta, y las 24 especies de peces que habían poblado el mar de Aral ya no están allí. En la actualidad la orilla se encuentra a decenas de kilómetros de las localidades que antes eran centros pesqueros.

El mar en retroceso ha expuesto al sol y al viento millones de hectáreas que antes conformaban el fondo submarino. La sal y las sustancias agroquímicas transportadas por los ríos se incrustan en la superficie. Los fuertes vientos recogen y depositan de manera rutinaria millares de toneladas de material recién expuesto cada año. Este proceso no solo ha contribuido a una reducción significativa de la calidad del aire para las personas que viven en la región, sino que también ha afectado de manera apreciable los campos de cultivo debido a la deposición de sedimentos ricos en sal sobre tierra cultivable.

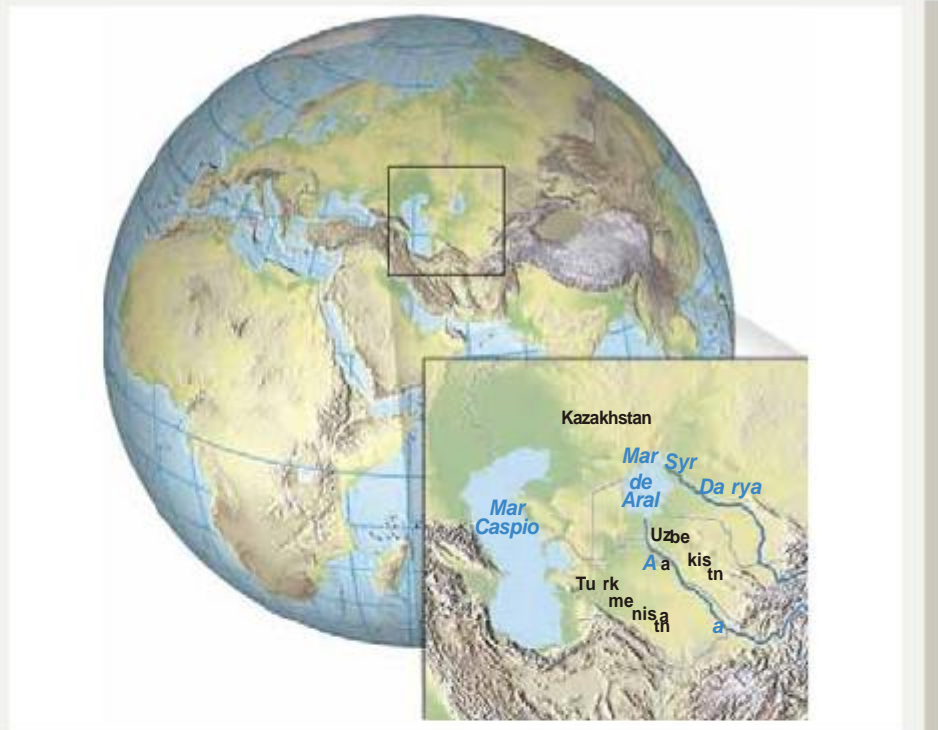


FIGURA 19.A. El mar de Aral se sitúa al este del mar Caspio, en el desierto de Turkestán. Dos ríos, el Amu Darya y el Syr Darya, transportan agua desde las montañas hacia el sur.

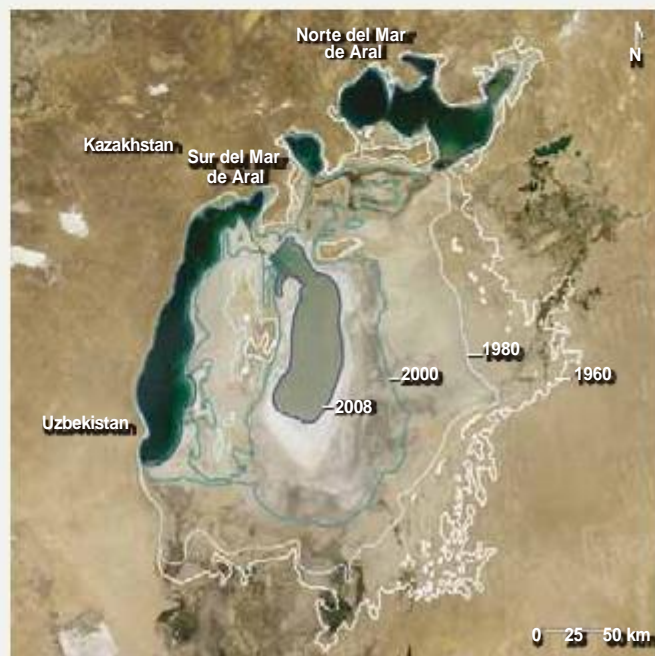


FIGURA 19.B. El mar de Aral en retroceso.

El mar de Aral en retroceso ha tenido un impacto notable en el clima de la región. Sin el efecto moderador de un gran cuerpo hídrico, los extremos de temperatura son mayores, la época de cultivo es más corta y la precipitación local se reduce. Estos cambios han hecho que muchas explotaciones agrarias hayan sustituido el cultivo del algodón por el del arroz, que demanda todavía más agua desviada.

¿Podría esta situación cambiar por completo si suficiente agua dulce fluyera de nuevo

en el mar de Aral? Las perspectivas parecen desalentadoras. Los expertos estiman que restaurar el mar de Aral a aproximadamente el doble de su tamaño actual requeriría parar toda la irrigación de los dos ríos principales durante 50 años, lo que no podría realizarse sin arruinar las economías de los países que utilizan esa agua. Un esfuerzo ha mejorado la situación en la porción septentrional del Aral. En noviembre de 2005, se completó un gran dique oriental que bloqueó el flujo

de salida hacia el sur del agua. Antes de esta estructura, se perdía la modesta cantidad de agua que llegaba del Syr Darya cuando fluía hacia el sur y se evaporaba. El dique permitía que agua del Syr Darya recargara y restaurara parcialmente esta porción del cuerpo de agua. El norte del mar de Aral es ahora más grande y menos salado que antes.

La reducción del mar de Aral es un gran desastre ambiental tristemente provocado por la actividad humana.

y las pendientes curvilíneas de los lugares más húmedos. De hecho, para un visitante de una región húmeda, puede parecer que un paisaje desértico ha sido formado por fuerzas diferentes de las que actúan en las áreas bien abastecidas de agua. Sin embargo, aunque el contraste puede ser notable, no reflejan procesos diferentes; tan solo revelan los diferentes efectos que pueden tener los mismos procesos cuando actúan bajo condiciones climáticas opuestas.

Meteorización

En las regiones húmedas, los suelos de textura relativamente fina sustentan una cubierta casi continua de vegetación que cubre la superficie. Aquí, las pendientes y los bordes rocosos están redondeados, lo que refleja la fuerte influencia de la meteorización química en un clima húmedo. Por el contrario, muchos de los derrubios meteorizados en los desiertos son roca y fragmentos minerales inalterados: es el resultado de los procesos de meteorización mecánica. En las tierras secas, la meteorización de la roca de cualquier tipo se ve muy reducida debido a la falta de humedad y a la escasez de ácidos orgánicos procedentes de las plantas en descomposición. Sin embargo, en los desiertos no falta por completo la meteorización química. A lo largo de grandes espacios de tiempo, se forman suelos poco potentes y arcillas, y se oxidan muchos silicatos que contienen hierro, produciendo el color ocre que tiñe los paisajes desérticos.

Papel del agua

Las corrientes de agua permanentes son normales en las regiones húmedas, pero prácticamente todos los cauces de corrientes de agua en los desiertos están secos la mayor parte del tiempo (Figura 19.5A). Los desiertos tienen **corrientes de agua efímeras** (*ephemero* = de vida corta), lo que significa que transportan agua solo en respuesta a episodios específicos de precipitación. Una corriente efímera típica podría fluir solo unos pocos días o quizá tan solo unas horas al año. Algunos años, el cauce

puede no transportar agua en absoluto.

Este hecho resulta obvio incluso para el viajante casual que observa numerosos puentes por debajo de los cuales no atraviesa corriente de agua alguna o numerosas depresiones en la carretera atravesadas por cauces



A.



B.

FIGURA 19.5. A. La mayor parte del tiempo, los cauces de las corrientes de agua en los desiertos están secos. B. Corriente efímera poco después de una densa lluvia. Aunque estas inundaciones son breves, producen grandes cantidades de erosión (Fotos de E. J. Tarbuck).

secos. Sin embargo, cuando se producen chaparrones espesos y esporádicos, cae tanta lluvia en un tiempo tan corto que no se puede absorber toda ella (Figura 19.6). Dado que la cobertura vegetal del desierto es escasa, no se interpone prácticamente obstáculo alguno al agua de escorrentía, la cual es, por consiguiente, rápida y crea a menudo inundaciones súbitas a lo largo de los fondos del valle (Figura 19.5B). Estas inundaciones son muy diferentes de las observadas en las regiones húmedas. Una inundación del río Mississippi puede tardar varios días en alcanzar su máximo y luego disminuir. Pero las inundaciones del desierto se producen de repente y desaparecen con rapidez. Dado que la mayor parte del material de superficie de un desierto no está anclado por vegetación, la cantidad de fuerza erosiva ejercida durante una breve precipitación es impresionante.

En la región seca del occidente de Estados Unidos se utilizan diferentes nombres para las corrientes efímeras, entre ellas *wash* y *arroyo*. En otras partes del mundo,

una corriente de desierto seca puede ser un *uadi* (Arabia y África del Norte), un *donga* (América del Sur) o un *nul-lah* (India).

Las regiones húmedas son notables por sus sistemas de drenaje integrados. Pero en las regiones áridas, las corrientes suelen carecer de un sistema extenso de afluentes. De hecho, una característica básica de las corrientes de agua en el desierto es que son pequeñas y mueren antes de alcanzar el mar. Dado que el nivel freático suele estar muy por debajo de la superficie, pocas corrientes de agua pueden recurrir a él para abastecerse como hacen las corrientes de las regiones húmedas (véase Figura 17.7, pág. 537). Sin un suministro continuo de agua, la combinación de evaporación e infiltración pronto agota la corriente.

Las pocas corrientes permanentes que atraviesan las regiones áridas, como los ríos Colorado y Nilo, se originan *fuera* del desierto, a menudo en montañas bien abastecidas de agua. En estos casos, el suministro de agua debe ser grande para compensar las pérdidas que



FIGURA 19.6. Tormenta en el desierto sobre Tucson, Arizona. Es frecuente que muchas semanas, meses o a veces incluso años separen los periodos de lluvia en el desierto. Cuando caen las lluvias a menudo son copiosas y de relativamente corta duración. Dado que la intensidad de la lluvia es elevada, no puede absorberse toda el agua, lo que provoca rápidas escorrentías (Foto de Andrew Brown/Ecoscience/Corbis).

se producen cuando la corriente atraviesa el desierto. Por ejemplo, después de que el Nilo abandona su cabecera en los lagos y las montañas de África central, atraviesa casi 3.000 km del Sahara sin un solo afluente. Por el contrario, en las regiones húmedas, el caudal de un río crece a medida que fluye corriente abajo porque los afluentes y el agua subterránea aportan más agua a lo largo del camino.

Debe destacarse que *las corrientes de agua, aunque esporádicas, realizan la mayor parte del trabajo erosivo en los desiertos* (Figura 19.7). Esto está en contraposición con la creencia habitual de que el viento es el principal agente erosivo que esculpe los paisajes desérticos. Aunque la erosión eólica es, de hecho, más significativa en las áreas secas que en ningún otro lugar, la mayoría de las formas del desierto son esculpidas por las corrientes de agua. Como veremos enseguida, el papel principal del viento consiste en el transporte y el depósito de sedimentos, que crean y dan forma a los cúmulos y montículos que denominamos dunas.



FIGURA 19.7. Las lluvias en el desierto no son frecuentes pero cuando ocurren la erosión puede ser importante. Los cauces secos de las corrientes efímeras son evidentes en esta vista aérea de una superficie desértica reseca en la Arizona septentrional (Foto de Michael Collier).

«BASIN AND RANGE»: LA EVOLUCIÓN DE UN PAISAJE DESÉRTICO



Deserts and winds

Reviewing Landforms and Landscapes

Dado que las regiones áridas suelen carecer de corrientes permanentes, se caracterizan por tener **drenaje interior**. Esto significa que tienen un modelo discontinuo de corrientes intermitentes que no fluyen fuera del desierto, hacia los océanos. En Estados Unidos, la seca región «Basin and Range» proporciona un ejemplo excelente. La región abarca el sur de Oregón, toda Nevada, el oeste de Utah, el sureste de California, el sur de Arizona y el sur de Nuevo México. Su nombre es una buena descripción de esta región de casi 800.000 km cuadrados, porque se caracteriza por más de 200 montañas relativamente pequeñas cuya altura oscila entre 900 y 1.500 m por encima de las cuencas que las separan.

En esta región, como en otras parecidas que hay por el mundo, la erosión ocurre fundamentalmente sin referencia al océano (nivel de base absoluto), porque el drenaje interior nunca alcanza el mar. Incluso allí donde las corrientes permanentes fluyen al océano, existen pocos afluentes y, por tanto, solo una estrecha franja de tierra adyacente a la corriente tiene el nivel del mar como su nivel absoluto de reducción del terreno.

Los bloques de diagramas de la Figura 19.8 muestran cómo ha evolucionado el paisaje en la región Basin and Range. Durante y después del levantamiento de las montañas, las corrientes de agua empiezan a esculpir la masa elevada y a depositar grandes cantidades de derrubios en la cuenca. Durante esta primera etapa se produce la mayor compensación, porque, a medida que la erosión reduce las montañas y llena de sedimentos las cuencas, las diferencias de elevación disminuyen de manera gradual.

Cuando los torrentes ocasionales de agua producidos por lluvias esporádicas se desplazan hacia abajo por los cañones montañosos, están densamente cargados de sedimentos. Al salir de los confines del cañón, el agua de escorrentía se expande sobre las suaves pendientes de la base de las montañas y pierde rápidamente velocidad. Por consiguiente, mucha parte de su carga se abandona en una corta distancia. El resultado es un cono de derrubios en la boca del cañón conocido como **abanico aluvial**. Dado que el material más grueso se deposita primero, la cabecera del abanico es más empinada, con una pendiente de casi 10 a 15 grados. Más adelante, el tamaño del sedimento y la inclinación de la pendiente disminuyen y se mezclan de manera imperceptible con el fondo de la cuenca. Un examen

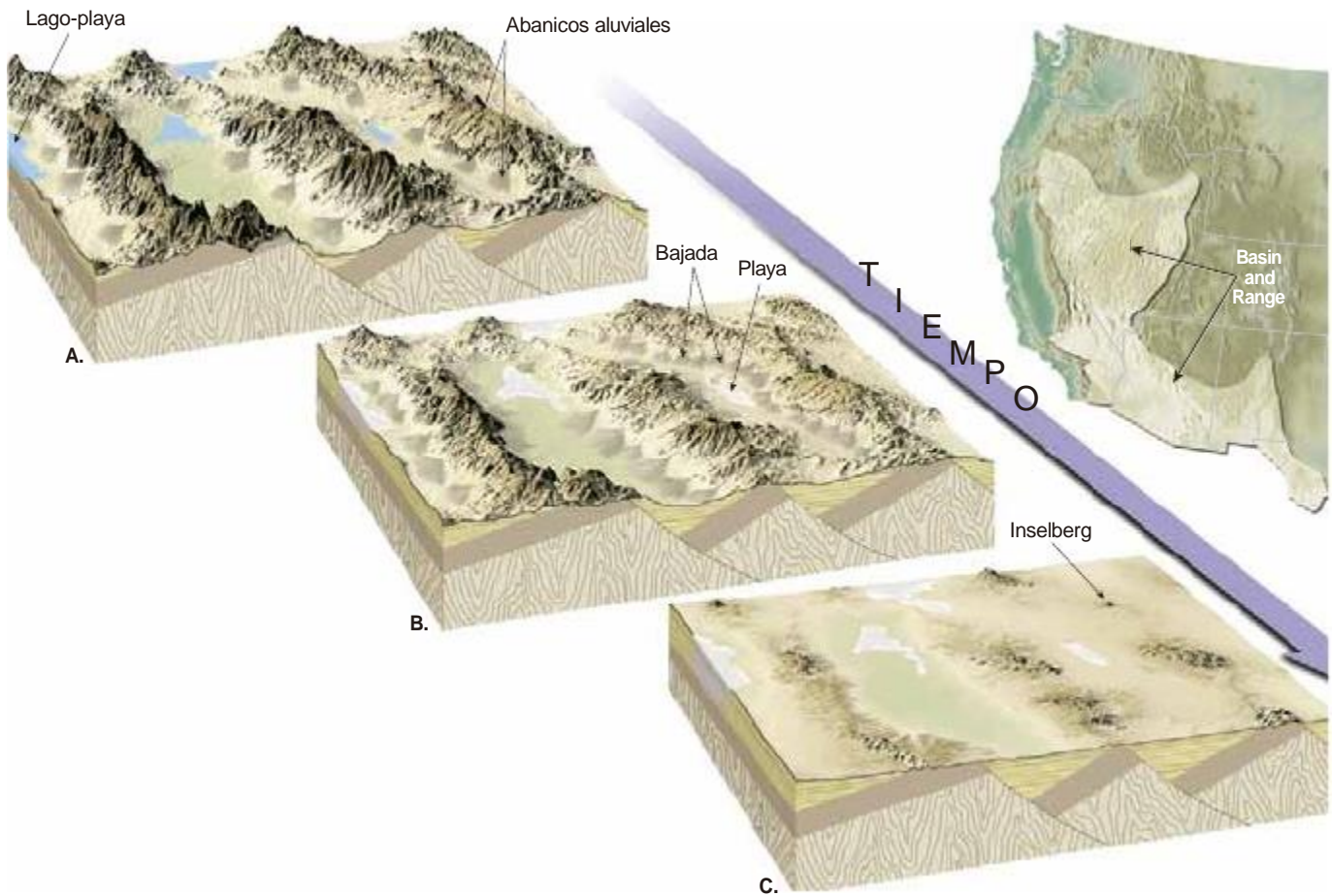


FIGURA 19.8. Etapas de evolución del paisaje de un desierto montañoso como el de la región «Basin and Range» del oeste norteamericano. A medida que continúa la erosión de las montañas y la deposición en las cuencas, los relieves disminuyen. **A.** Etapa inicial. **B.** Etapa intermedia. **C.** Etapa final.

de la superficie del abanico revelaría probablemente un modelo de cauce anastomosado debido a que el agua desvía su curso a medida que los cauces sucesivos se van atascando con sedimento. Con el paso de los años, el abanico aumenta de tamaño y acaba por unirse con los abanicos de los cañones adyacentes produciendo un cono de sedimento denominado **bajada** a lo largo del frente de montaña.

A veces los alumnos preguntan...

¿Dónde se encuentra el desierto más seco de la Tierra?

El desierto de Atacama, Chile, se distingue por ser el desierto más seco del mundo. Este cinturón relativamente estrecho de tierra árida se extiende a lo largo de unos 1.200 kilómetros a lo largo de la costa del Pacífico de Sudamérica (véase Figura 19.1). Se dice que algunas partes del Atacama no han recibido precipitación ¡durante más de 400 años! Deben mirarse estas afirmaciones con escepticismo. Sin embargo, para lugares donde se han conservado los registros, en Arica, Chile, en la parte septentrional del Atacama, se ha experimentado un intervalo de 14 años sin precipitación medible.

En las raras ocasiones en las que se producen precipitaciones abundantes, las corrientes pueden fluir a través de la bajada hasta el centro de la cuenca, convirtiendo el fondo de la cuenca en un **lago-playa** somero. Estos lagos-playa son estructuras transitorias que duran solo unos pocos días o, a lo sumo, unas pocas semanas antes de que la evaporación y la infiltración eliminen el agua. El lecho seco y plano que queda de un lago se denomina **playa**. Las playas están compuestas típicamente por limos finos y arcillas, y en ocasiones encostradas con las sales precipitadas durante la evaporación (véase Figura 7.18, pág. 548). Estas sales precipitadas pueden ser inusuales. Un ejemplo es el borato sódico (mejor conocido como bórax) que se obtiene en minas de los antiguos depósitos del lago-playa del Valle de la Muerte, California.

Con la erosión progresiva de la masa montañosa y la sedimentación que le sigue, el relieve local sigue disminuyendo. Por último, habrá desaparecido casi del todo la masa montañosa. Por tanto, en las etapas finales de la erosión, las áreas montañosas están reducidas a unas grandes prominencias rocosas proyectándose sobre la cuenca rellena de sedimentos de su entorno. Estos restos

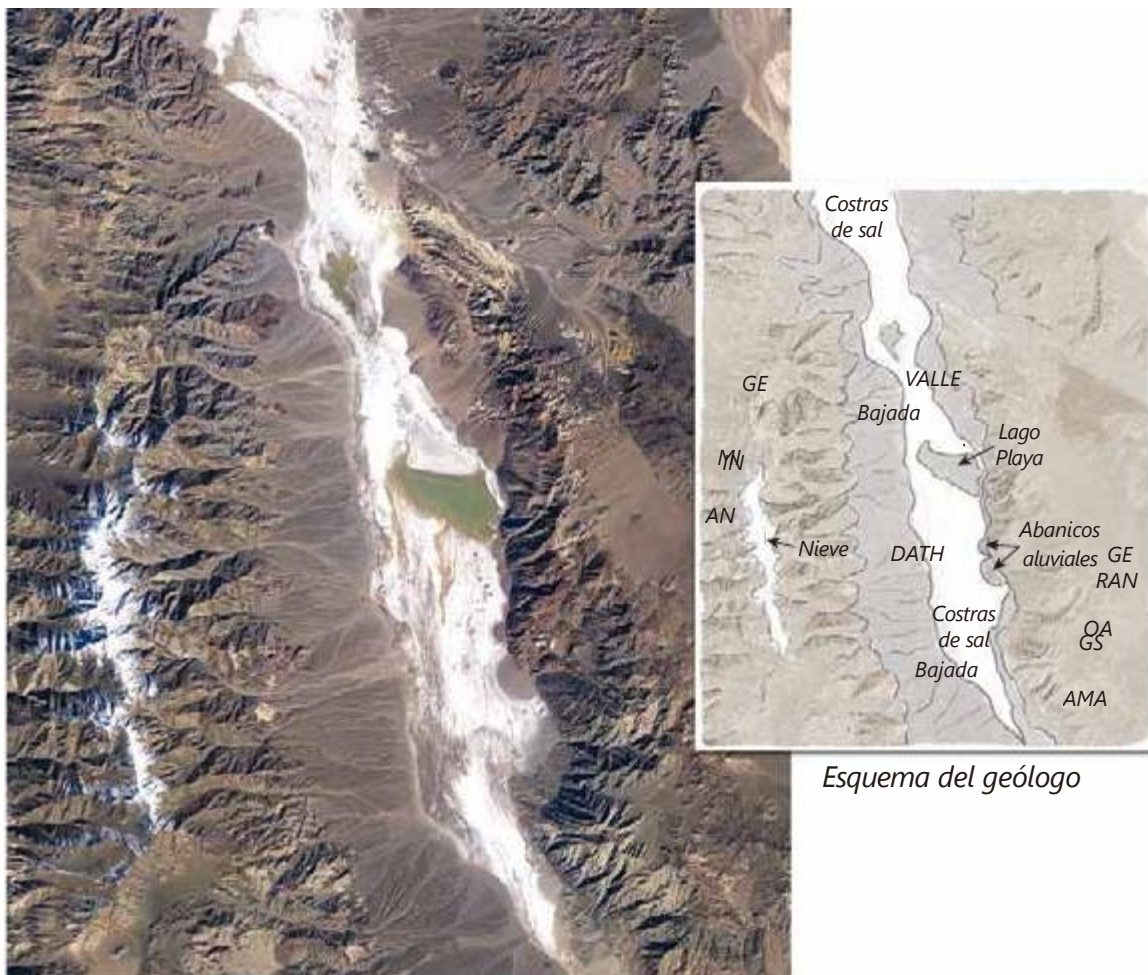
erosivos aislados de un paisaje de desierto en sus últimas etapas se denominan **inselbergs**, palabra alemana que significa «montañas aisladas» (véase Recuadro 19.3).

Cada una de estas etapas de la evolución del paisaje en un clima árido mostradas en la Figura 19.8 puede observarse en la región «Basin and Range». En el sur de Oregón y el norte de Nevada se encuentran montañas recién levantadas en una etapa inicial de erosión. El Valle de la Muerte, California, y el sur de Nevada encajan en la etapa media más avanzada, mientras que en el sur de Arizona puede verse la etapa final, con sus inselbergs.

La Figura 19.9 es una imagen de satélite de una porción del Valle de la Muerte. Son visibles muchos de los rasgos estructurales que se acaban de describir. Esta imagen de febrero de 2005 muestra el área poco después de una lluvia intensa. Como ha ocurrido muchas veces a lo largo de miles de años, se formó un lago playa somero en la mancha más baja. En mayo de 2005, solo tres meses después de la tormenta, el fondo del valle había vuelto a ser una playa seca de sal incrustada.

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR EL VIENTO

El aire en movimiento, como el agua en movimiento, es turbulento y capaz de elevar derrubios sueltos y transportarlos a otros lugares. Exactamente igual que ocurre en una corriente, la velocidad del viento aumenta con la distancia de la superficie. También, igual que en una corriente, el viento transporta partículas finas en suspensión, mientras que las más pesadas son transportadas como carga de fondo. Sin embargo, el transporte del sedimento por el viento difiere del realizado por las corrientes de agua de dos maneras significativas. En primer lugar, la menor densidad del viento, en comparación con la del agua, le hace menos capaz de elevar y transportar materiales gruesos. En segundo lugar, dado que el viento no está confinado en cauces, puede extender el sedimento a lo largo de grandes áreas, así como hacia arriba, a la atmósfera.



Esquema del geólogo

FIGURA 19.9. Imagen por satélite de parte del Valle de la muerte, California, un paisaje clásico de «Basin and Range». Poco después de que se tomara esta imagen en febrero de 2005, lluvias torrenciales condujeron a la formación de un lago playa, la piscina de agua verduzca en el fondo de la cuenca. En mayo de 2005, el lago se había convertido en una playa cubierta de sal (NASA).

ENTENDER LA TIERRA

El monte Uluru de Australia

RECUADRO 19.3

Cuando los viajeros que se plantean un viaje a Australia consultan prospectos y guías turísticas, seguro que ven una fotografía o leen una descripción del monte Uluru (antes, Roca Ayers). Como se muestra en la Figura 19.C, esta famosa atracción es una estructura masiva que se eleva abruptamente de la llanura circundante. Situado en el Parque Nacional Uluru-Kata Tjuta, al suroeste de Alice Springs, en el centro seco del continente, el monolito más o menos circular mide más de 350 m de altitud y su base tiene una circunferencia de más de 9,5 km. Su cima es plana y sus lados arrugados. El tipo de roca es arenisca, y los matices rojos y naranjas cambian con la luz del día. Además de ser una atracción geológica impresionante, el monte Uluru es interesante porque es un lugar sagrado para las tribus aborígenes de la región.

El monte Uluru es un ejemplo espectacular de una estructura conocida con el nombre de inselberg. Inselberg es una palabra alemana que significa «montaña aislada» y parece adecuada porque estas masas se parecen mucho a unas islas rocosas que permanecieran sobre la superficie de un gran mar. Estructuras similares salpican muchas otras regiones áridas y semiáridas del mundo. El monte Uluru es un tipo especial de inselberg formado por una masa rocosa muy resistente que exhibe una forma redondeada o abovedada. Las masas de este tipo se denominan *bornhardts* en homenaje al explorador alemán del siglo XIX, Wilhelm Bornhardt, que describió estructuras similares en algunas partes de África.

Los bornhardts se forman en regiones donde la roca masiva o resistente, como el granito o la arenisca, está rodeada de una roca más susceptible a la meteorización. La mayor susceptibilidad de la roca adyacente



FIGURA 19.C. El Monte Uluru (antes Roca Ayers) se eleva claramente por encima de las llanuras secas de Australia central. Es un tipo de inselberg conocido como bornhardt. A medida que la erosión va reduciendo gradualmente la superficie, quedan los restos menos meteorizados de la enorme roca de pie por encima de la roca más unida y más fácilmente meteorizada que la rodea (Foto de t Wolfe, Inc).

suele ser consecuencia del hecho de que está más fracturada. Las diaclasas permiten que el agua y, por tanto, los procesos de meteorización penetren a mayor profundidad. Cuando la roca adyacente muy meteorizada es retirada por la erosión, la masa rocosa mucho menos meteorizada permanece elevada. Tras la formación del bornhardt, éste tiende a liberar agua. Por el contrario, las llanuras circundantes cubiertas de derrubios absorben el agua y se meteorizan con mayor rapidez. Por consiguiente, una vez formado, un bornhardt ayuda a perpetuar su existencia

reforzando los procesos que lo crearon. De hecho, las masas como el monte Uluru pueden continuar formando parte del paisaje durante decenas de millones de años.

Los bornhardts son más habituales en las latitudes más bajas, ya que la meteorización responsable de su formación procede de manera más rápida en los climas más cálidos. En las regiones que en la actualidad son áridas o semiáridas, los bornhardts pueden reflejar épocas en las que el clima era más húmedo que en la actualidad.

Carga de fondo

La **carga de fondo** transportada por el viento consiste en granos de arena. Las observaciones realizadas en el campo y en experimentos en los que se utilizan túneles de viento indican que la arena movida por el viento se mueve saltando y rebotando a lo largo de la superficie: proceso denominado **saltación**. El término no es una referencia a la sal, sino que deriva de la palabra que significa «saltar» en latín.

El movimiento de los granos de arena empieza cuando el viento alcanza una velocidad suficiente para superar la inercia de las partículas en reposo. Al principio, la arena gira a lo largo de la superficie. Cuando un grano de arena en movimiento golpea otro grano, uno o los dos pueden saltar en el aire. Una vez en el aire, los granos son transportados hacia delante por el viento hasta que la gravedad los lleva de nuevo hacia la superficie. Cuando la arena golpea la superficie, o bien rebota de nuevo al aire o bien desaloja otros granos, que entonces

saltan hacia arriba. De esta manera, se establece una reacción en cadena, que llena el aire cercano a la superficie de granos de arena en saltación en un tiempo muy corto (Figura 19.10).

Los granos de arena que rebotan nunca viajan muy lejos de la superficie. Aun cuando los vientos sean muy fuertes, la altura alcanzada por la arena rara vez excede un metro y normalmente no supera el medio metro. Algunos granos de arena son demasiado grandes para ser lanzados en el aire por el impacto de otras partículas. Cuando esto ocurre, la energía proporcionada por el impacto de los granos saltantes más pequeños impulsa el movimiento hacia delante de los granos más grandes. Los cálculos indican que entre el 20 y el 25 por ciento de los granos transportados en una tormenta de arena se mueve de esta manera.

Carga en suspensión

A diferencia de la arena, las partículas más finas de polvo pueden ser barridas hacia la atmósfera por el viento. Dado que el polvo suele estar compuesto de partículas bastante planas que tienen áreas superficiales grandes en comparación con su peso, es relativamente fácil para el aire turbulento contrarrestar el empuje de la gravedad y mantener esas partículas finas transportadas por el aire durante horas o incluso días. Aunque el limo y la arcilla pueden ser transportados en suspensión, el limo constituye normalmente la mayor parte de la **carga suspendida**, porque el reducido grado de meteorización química de los desiertos proporciona solo pequeñas cantidades de arcilla.

Las partículas finas son fácilmente transportadas por el viento, pero no son fácilmente recogidas para empezar su transporte. La razón es que la velocidad del viento es prácticamente cero dentro de una capa muy fina situada cerca del suelo. Por tanto, el viento no puede elevar el sedimento por sí mismo. En cambio, debe ser arrojado o dispersado en el aire en movimiento por los



FIGURA 19.10. Una nube de granos de arena asciende mediante saltación por la pendiente suave de una duna (Foto de Stephen Trimble).

granos de arena que rebotan u otros procesos. Esta idea está bien ilustrada por una carretera seca no pavimentada en un día de viento. El viento levanta poco polvo si antes no se le mueve. Sin embargo, como pase un coche o un camión por la carretera, se levanta una capa de limo que crea una gruesa nube de polvo.

Aunque la carga suspendida suele depositarse relativamente cerca de su origen, los vientos altos son capaces de transportar grandes cantidades de polvo a grandes distancias (Figura 19.11). En los años 30, se transportó polvo levantado en Kansas hasta Nueva Inglaterra y más allá, hasta el Atlántico norte. De igual manera, se ha seguido la pista de polvo del Sahara hasta las Indias occidentales.

EROSIÓN EÓLICA



Deserts and winds

Common Misconceptions about Deserts

En comparación con las corrientes de agua y los glaciares, el viento es un agente erosivo relativamente insignificante. Recordemos que incluso en los desiertos, la mayor parte de la erosión la realizan las corrientes de agua intermitentes, no el viento. La erosión eólica es más eficaz en las regiones áridas que en las áreas húmedas, porque en los lugares húmedos la humedad mantiene juntas las partículas, y la vegetación las sujeta al suelo. Para que el viento sea una fuerza erosiva eficaz,

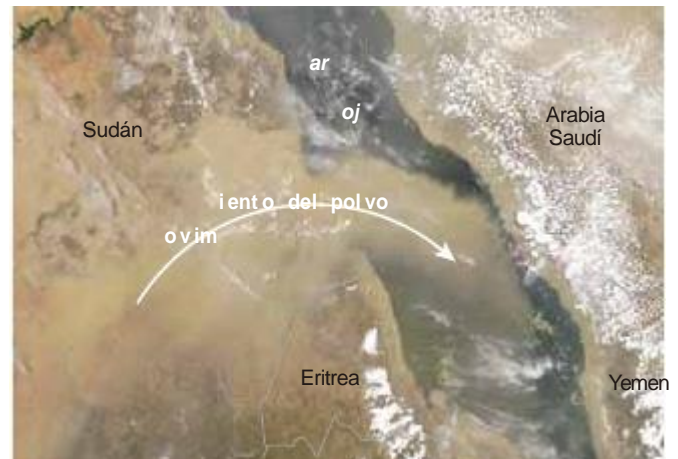


FIGURA 19.11. Esta imagen de satélite muestra gruesos penachos de polvo del desierto del Sahara que se desplazan sobre el Mar Rojo el 30 de junio de 2009. Estas tormentas de polvo son habituales en el árido norte de África. De hecho, esta región es la mayor fuente de polvo del mundo. Los satélites son una herramienta excelente para estudiar el transporte de polvo a escala mundial. Muestran que las tormentas de polvo pueden cubrir áreas enormes y que el polvo puede ser transportado a lo largo de grandes distancias (Imagen cortesía de la NASA).

la sequedad y la escasez de vegetación son requisitos previos importantes. Cuando existen dichas circunstancias, el viento puede levantar, transportar y depositar grandes cantidades de sedimento fino. Durante los años treinta, parte de las Grandes Llanuras experimentaron enormes tormentas de polvo: la tierra quedó expuesta a la erosión eólica tras ser arada bajo la cubierta vegetal natural para el cultivo y la posterior e intensa sequía. Este lugar se conoce desde entonces como Dust Bowl.

Deflación y depresiones de deflación

Una forma mediante la cual el viento produce erosión es la **deflación** (*de* = fuera; *flat* = soplar), el levantamiento y removilización del material suelto. A veces, la deflación es difícil de observar porque toda la superficie está siendo reducida al mismo tiempo, pero puede ser significativa. En algunas zonas del Dust Bowl de los años treinta, enormes áreas de terreno experimentaron una reducción de hasta un metro tan solo en unos años.

El resultado más destacable de la deflación en algunos lugares es la aparición de depresiones superficiales denominadas **depresiones de deflación** (Figura 19.12). En la región de las Grandes Llanuras, del norte de Texas a Montana, son visibles miles de depresiones de deflación en el paisaje. Oscilan entre pequeños agujeros menores de 1 m de profundidad y 3 m de ancho a depresiones que se aproximan a 50 m de profundidad y varios

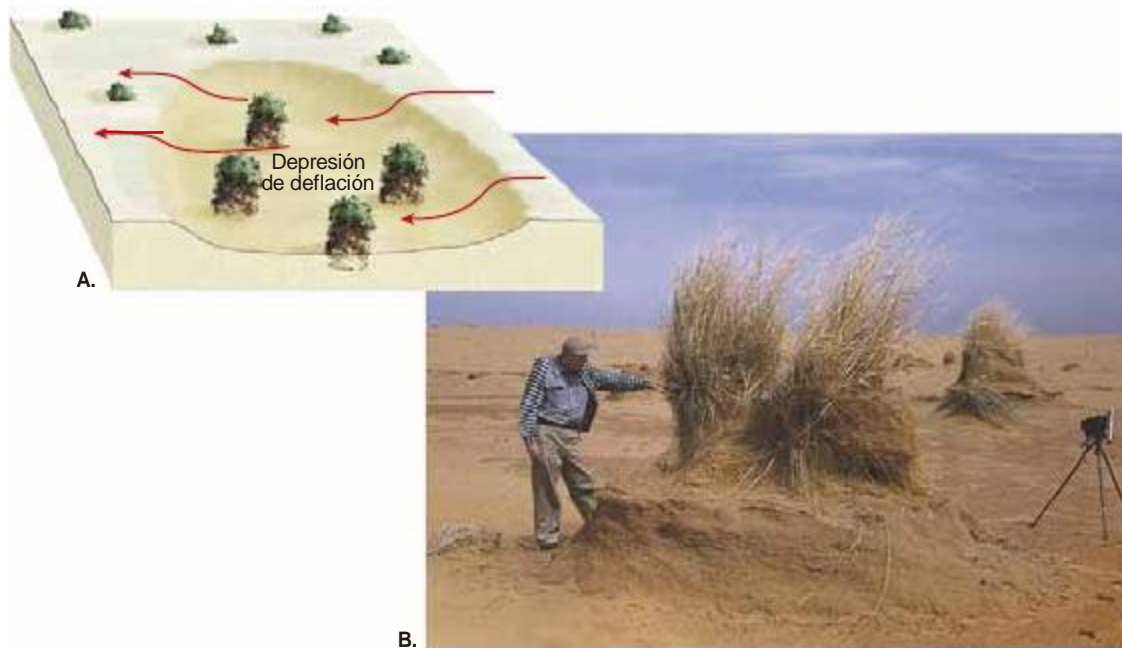


FIGURA 19.12. A. Depresiones creadas por la deflación. La tierra seca y en su mayor parte desprotegida por las raíces de la vegetación es especialmente susceptible. B. En este ejemplo la deflación ha removido 1,5 m aproximadamente de tierra, la distancia del brazo extendido del hombre hasta sus pies (Foto cortesía de la U.S.D./Natural Resources Conservation Services).

A veces los alumnos preguntan...

He oído en algún lugar que los desiertos están extendiéndose. ¿Esta ocurriendo de verdad?

Sí. El problema se denomina desertificación y se refiere a la alteración del terreno hacia condiciones parecidas a las desérticas como consecuencia de las actividades humanas. Normalmente tiene lugar en los márgenes de los desiertos y es consecuencia sobre todo del uso inadecuado del terreno. Se desencadena cuando se elimina la vegetación natural modesta de las zonas marginales, arar o utilizar como pasto. Cuando se producen sequías, como es inevitable en estas regiones, y la cubierta vegetal ha sido destruida más allá del mínimo para contener el terreno contra la erosión, la destrucción se vuelve irreversible. Se está produciendo desertificación en muchos lugares, pero es particularmente grave en la región sur del desierto del Sáhara conocido como el Sahel.

kilómetros de diámetro. El factor que controla las profundidades de estas cuencas (es decir, que actúa como nivel de base) es el nivel freático local. Cuando las depresiones de deflación descienden hasta el nivel freático, la tierra húmeda y la vegetación impiden la deflación posterior.

Pavimento desértico

En determinadas zonas de muchos desiertos, la superficie es una capa muy empaquetada de cantos gruesos demasiado grandes para ser movidos por el viento. Este revestimiento de guijarros y piedras, denominado **pavimento desértico**, tiene un grosor de tan solo uno o

dos clastos (Figura 19.13) Por debajo hay una capa que contiene una proporción significativa de arena y limo. Cuando hay pavimento desértico, constituye un control importante sobre la erosión eólica porque los cantos del



FIGURA 19.13. El pavimento desértico consiste en un barniz densamente empaquetado de cantos rodados y guijarros que tiene un espesor de solo una o dos piedras. Debajo del pavimento hay material que contiene una proporción significativa de partículas más finas. Si se deja sin alterar, el pavimento desértico protegerá la superficie de la deflación (Foto de Bobbé Christopherson).

pavimento son demasiado grandes para que la deflación los retire. Cuando el blindaje es alterado, el viento puede erosionar fácilmente el fino limo expuesto. Durante muchos años, la explicación más común para la formación del pavimento desértico era que se desarrolla cuando el aire retira la arena y el limo de depósitos superficiales muy poco seleccionados. Como se ilustra en la Figura 19.14A, la concentración de partículas más grandes en la superficie aumenta de manera gradual a medida que las partículas más finas son levantadas por el viento. Por último, la superficie está completamente cubierta con cantos rodados y guijarros demasiado grandes para ser movidos por el viento.

Los estudios han demostrado que el proceso representado en la Figura 19.14A no constituye una explicación adecuada para todos los ambientes en los que existen pavimentos desérticos. Por ejemplo, en muchos lugares, el pavimento desértico se encuentra sobre un estrato relativamente grueso del limo que contiene pocos cantos, en caso de que contenga algunos. En este ámbito, la deflación del sedimento fino no pudo dejar atrás una capa de partículas gruesas. Los estudios han demostrado también que en algunas áreas, los cantos rodados y los guijarros que componen el pavimento desértico han estado expuestos en la superficie durante aproximadamente el mismo lapso de tiempo. Esto no sería así en el caso de los procesos mostrados en la

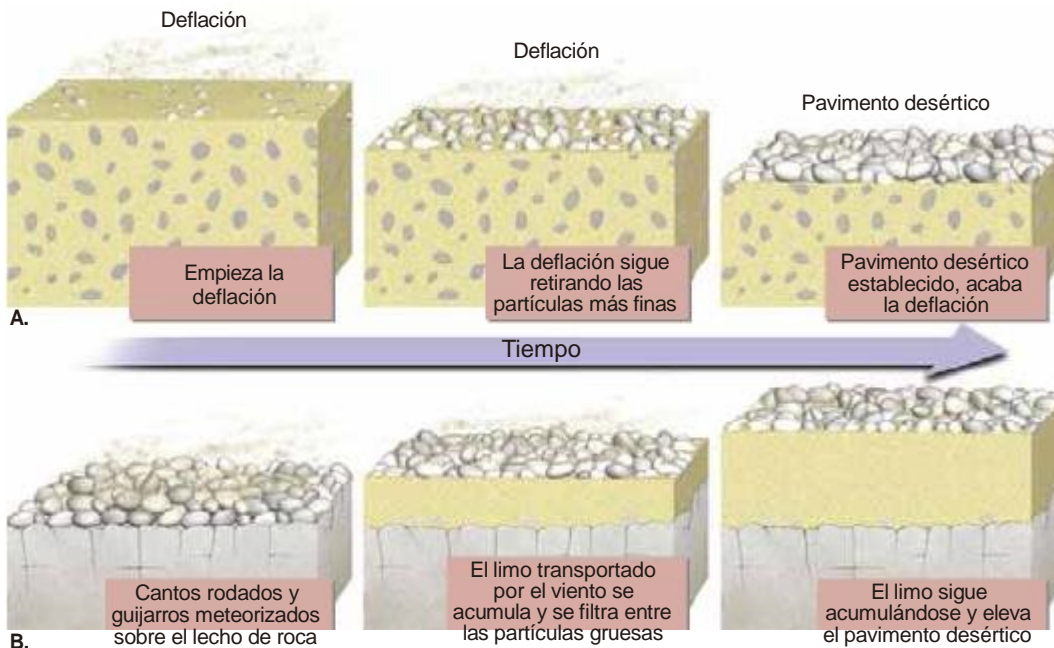


FIGURA 19.14. A. Este modelo retrata un área con depósitos superficiales mal seleccionados. Las partículas gruesas se van concentrando gradualmente en una capa fuertemente empaquetada a medida que la deflación reduce la superficie retirando la arena y el limo. Aquí el pavimento desértico es consecuencia de la erosión eólica. B. Este modelo muestra la formación del pavimento desértico en una superficie inicialmente cubierta con guijarros y cantos gruesos. El polvo transportado por el viento se acumula en la superficie y gradualmente se filtra hacia abajo por los espacios que quedan entre las partículas gruesas. La infiltración del agua de la lluvia contribuye al proceso. Este proceso deposicional eleva la superficie y produce una capa de guijarros y cantos gruesos que subyacen a una capa sustancial de sedimento fino.

Figura 19.14A. Aquí, las partículas gruesas que componen el pavimento alcanzan la superficie a lo largo de un lapso temporal extenso a medida que la deflación retira gradualmente el material fino.

Como consecuencia, se formuló una explicación alternativa para el pavimento desértico (Figura 19.14B). Esta hipótesis sugiere que el pavimento forma una superficie que inicialmente consiste en partículas gruesas. Con el tiempo, los cantos que sobresalen atrapan los granos que son transportados por el viento que se sedimentan y se filtran a través de los espacios entre las piedras de superficie más grande. El agua de la lluvia ayuda al proceso de infiltración. En este modelo, los guijarros que componen el pavimento nunca estuvieron enterrados. Además, explica de manera satisfactoria la falta de partículas gruesas debajo del pavimento desértico.

Ventifactos y yardangs

Como los glaciares y las corrientes de agua, el viento también erosiona mediante **abrasión** (*ab* = fuera; *ardere* = raspar). En las regiones secas, así como a lo largo de las playas, la arena transportada por el viento corta y pule las superficies rocosas expuestas. A veces, la abrasión crea rocas de formas muy interesantes conocidas como **ventifactos** (Figura 19.15A). La cara de la roca expuesta al viento predominante es sometida a abrasión, dejándola pulida, picada y con bordes angulosos. Si el viento no sopla constantemente de la misma dirección, o si el canto se reorienta, puede tener varias superficies facetadas.

Por desgracia, a menudo se atribuyen a la abrasión obras que van más allá de sus capacidades. Estructuras como rocas en equilibrio de pie en la parte superior de

pedestales estrechos y con intrincados detalles en altos pináculos, no son consecuencia de la abrasión. Rara vez la arena viaja más de un metro por encima de la superficie, de manera que el efecto de limpieza con chorro de arena del viento está obviamente limitado en la vertical.

Además de los ventifactos, la erosión eólica es responsable de la creación de estructuras mucho mayores, denominadas yardangs (de la palabra turca *yar*, que significa «orilla empinada»). Un **yardang** es una cresta aerodinámica esculpida por el viento con una orientación paralela a la del viento predominante (Figura 19.15B). Cada yardang es normalmente pequeño; suelen medir menos de 5 m y 10 m de altura. Dado que el efecto de estallido de la arena es mayor cerca del suelo, estos restos de roca del lecho erosionada suelen ser más estrechos en su base. A veces los yardang son estructuras grandes. En el valle de Ica, Perú, hay yardang que se aproximan a los 100 m de altura y muchos kilómetros de longitud. En el desierto de Irán algunos alcanzan 150 m de altura.

DEPÓSITOS EÓLICOS



Deserts and winds

Reviewing Landforms and Landscapes

Aunque el viento carece relativamente de importancia en la génesis de formas *erosivas*, en algunas regiones crea significativas estructuras *deposicionales*. Las acumulaciones de sedimento transportado por el viento son particularmente notables en las regiones secas de todo el mundo y a lo largo de muchas costas arenosas. Los depósitos eólicos son de dos tipos distintos: (1) montículos y colinas de arena formados a partir de la carga de

A.



B.



FIGURA 19.15. A. Los ventifactos son rocas pulidas y conformadas por el choque de la arena (Foto de Stephen Trimble). B. Los yardangs suelen ser formas del paisaje pequeñas y esculpidas por el viento que se alinean en paralelo con el viento (Foto de Peter M. Wilson/CORBIS).

fondo del viento, que denominamos dunas, y (2) extensas alfombras de limo, denominados loess, que una vez fueron transportadas en suspensión.

Depósitos de arena

Como ocurre con las corrientes de agua, el viento deja caer su carga de sedimento cuando la velocidad disminuye y la energía disponible para el transporte disminuye. Por tanto, la arena empieza a acumularse en cualquier lugar en el que una obstrucción situada en el camino del viento ralentice su movimiento. A diferencia de muchos depósitos de limo, que forman capas a modo de alfombra a lo largo de grandes áreas, los vientos depositan normalmente la arena en montículos o crestas denominados **dunas** (Figura 19.16).



FIGURA 19.16. Parte A, se muestran las dunas White Point cerca de Preston Mesa, Arizona. Los vientos fuertes levantan la arena por encima de las pendientes más suaves en dirección al viento. Conforme se acumula la arena cerca de la cresta de la duna, la pendiente se hace más empinada. Por último, algo de la zona se desliza hacia abajo por la *cara de deslizamiento* como ocurrió en la parte B (Fotos de Michael Collier).

Cuando el aire en movimiento encuentra un objeto, como una mata de vegetación o una roca, barre a su alrededor y por encima de él, dejando una sombra de aire con movimiento más lento por detrás del obstáculo, así como una zona más pequeña de aire más tranquilo justo enfrente del obstáculo. Algunos de los granos de arena que se mueven por saltación con el viento vienen a descansar a esas sombras de viento. A medida que continúa la acumulación de arena, se convierte en una barrera cada vez más imponente para el viento y, por tanto, en una trampa cada vez más eficaz para la acumulación de arena. Si hay suficiente abastecimiento de arena y el viento sopla de manera uniforme durante un tiempo lo bastante largo, el montículo de arena crece y se transforma en una duna.

Muchas dunas tienen un perfil asimétrico, con la pendiente de sotavento (protegida) más empinada y la pendiente de barlovento con una inclinación más suave. Las dunas de la Figura 19.16 son un buen ejemplo. La arena asciende por la pendiente más suave, en la ladera de barlovento, por saltación. Justo detrás de la cresta de la duna, donde la velocidad del viento es menor, se acumula la arena. Conforme se acumula más arena, la pendiente se inclina y algo acaba por deslizarse bajo el empuje de la gravedad. De esta manera, la pendiente de sotavento de la duna, denominada **cara de deslizamiento**, mantiene un ángulo de unos 34 grados, el ángulo de reposo para la arena seca suelta (recordemos del Capítulo 15 que el ángulo de reposo es el ángulo más empinado al cual el material suelto permanece estable). La acumulación continua de arena, junto con los desplazamientos periódicos que tienen lugar por la cara de deslizamiento, provocan una migración lenta de la duna en la dirección del movimiento del aire.

A medida que la arena se deposita en la cara de deslizamiento, se forman estratos inclinados en la dirección en la que sopla el viento. Estas capas en pendiente se denominan **estratos cruzados** (Figura 19.17). Cuando las dunas son finalmente enterradas bajo otras capas de sedimento y entran a formar parte del registro de rocas sedimentarias, se destruye su forma asimétrica, pero permanecen los estratos cruzados como testimonio de su origen. Ningún lugar tiene una estratificación cruzada más notable que el de las paredes de arenisca de Zion Canyon, en el sur de Utah (Figura 19.17).

En algunas áreas, el movimiento de la arena constituye un problema. En la Figura 19.18 las dunas están avanzando por los campos irrigados de Egipto. En zonas de Oriente Medio, las valiosas instalaciones petrolíferas deben ser protegidas de la invasión de las dunas. En algunos casos, las cercas se construyen lo bastante de cara al viento de las dunas como para detener su migración. A medida que la arena sigue acumulándose, sin embargo, debe aumentarse la altura de las cercas. En Kuwait, las cercas protectoras se extienden durante casi

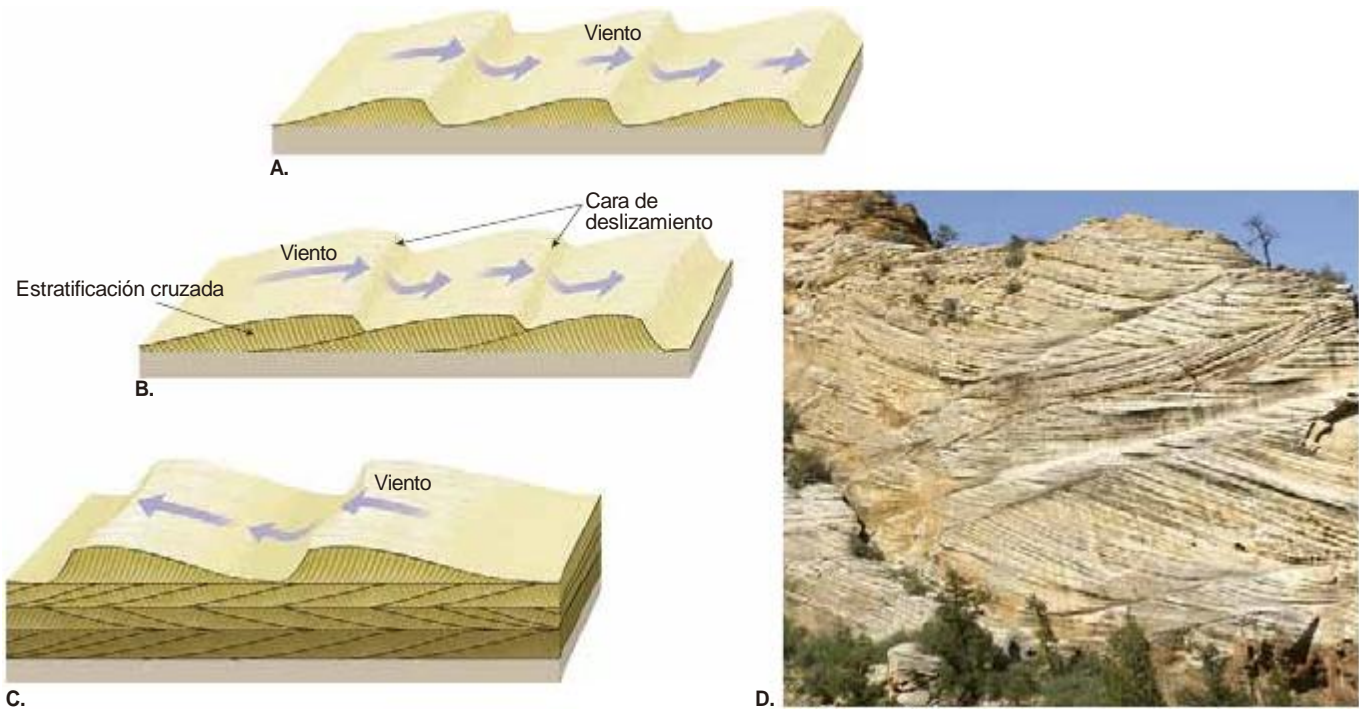


FIGURA 19.17. Como se ilustra en las partes A y B, las dunas tienen normalmente una forma asimétrica. El lado de sotavento, más empinado, se denomina *cara de deslizamiento*. Los granos de arena depositados en la cara de deslizamiento en la dirección del ángulo de reposo crean la estratificación cruzada de las dunas. C. Con el tiempo, se desarrolla un modelo. Obsérvese también que cuando las dunas son enterradas y se convierten en una parte del registro sedimentario, la estructura cruzada se conserva. D. La estratificación cruzada es una característica obvia de la Navajo Sandstone en el Parque nacional de Zion, Utah (Foto de Dennis Tasa).



FIGURA 19.18. Estas dunas del desierto (denominadas *barjanes*) en Egipto están avanzando desde la derecha hacia la izquierda a través de campos de irrigación (Foto de Georg Gerster/Photo Researchers, Inc)..

10 km alrededor de un importante pozo petrolífero. La migración de las dunas puede plantear también un problema para la construcción y el mantenimiento de carreteras y vías férreas que atraviesan regiones desérticas arenosas. Por ejemplo, para mantener abierta al tráfico una porción de la autopista 95 cerca de Winnemucca,

Nevada, debe retirarse la arena unas tres veces al año. Cada vez, se extraen entre 1.500 y 4.000 m³ cúbicos de arena. Los intentos de estabilizar las dunas plantando diferentes variedades de hierba han sido insatisfactorios, porque la escasa precipitación hace imposible que se mantengan las plantas.

Tipos de dunas de arena

Las dunas no son simples montículos aleatorios de sedimento transportado por el viento. Antes bien, son acumulaciones que suelen adoptar modelos sorprendentemente constantes. Al abordar este punto, uno de los primeros investigadores pioneros sobre las dunas, el ingeniero británico R. A. Bagnold, observaba: «En vez de encontrar caos y desorden, el observador nunca deja de asombrarse de la simplicidad de forma, la exactitud de la repetición y el orden geométrico...». Existe una amplia selección de formas de dunas que, generalmente, se simplifican en unos pocos tipos principales para su discusión.

Por supuesto, existen gradaciones entre las diferentes formas, así como dunas de formas irregulares que no encajan fácilmente en una categoría. Varios factores influyen en la forma y el tamaño que las dunas acaban por adoptar. Esos factores son la dirección y la velocidad del viento, la disponibilidad de arena y la cantidad

de vegetación presente. En la Figura 19.19 se muestran seis tipos básicos de dunas, y las flechas indican las direcciones del viento.

Barjanes

Las dunas solitarias de arena en forma de media luna y con sus extremos apuntando en la dirección del viento se denominan **barjanes** (Figura 19.19A). Estas dunas se forman cuando los suministros de arena son limitados y la superficie es relativamente plana, dura y carente de vegetación. Migran lentamente con el viento a una velocidad de hasta 15 m por año. Su tamaño suele ser modesto, alcanzando, las más grandes, alturas de unos 30 m, mientras que la expansión máxima entre las puntas se aproxima a 300 m. Cuando la dirección del viento es casi constante, la forma de media luna de estas dunas es casi simétrica. Sin embargo, cuando la dirección del viento no es perfectamente fija, una punta se hace mayor que la otra.

Dunas transversales

En regiones donde los vientos predominantes son uniformes, hay abundancia de arena y la vegetación es

dispersa o no existe, las dunas forman una serie de largas crestas separadas por depresiones y orientadas según ángulos rectos con respecto al viento predominante. Debido a esta orientación, se denominan **dunas transversales** (Figura 19.19B). Normalmente, muchas de las dunas costeras son de este tipo. Además, las dunas transversales son comunes en muchas regiones áridas donde la extensa superficie de arena ondulada se denomina a veces *mar de arena*. En algunas partes de los

A veces los alumnos preguntan...

¿No están cubiertos los desiertos fundamentalmente por dunas de arena?

Un concepto erróneo habitual sobre los desiertos es que están formados por kilómetros y kilómetros de dunas de arena acumulada. Es cierto que hay acumulaciones de arena en algunas zonas y pueden ser estructuras impresionantes. Pero, aunque quizá sorprenda, las acumulaciones de arena en todo el mundo representan solo un pequeño porcentaje del total de zonas desérticas. Por ejemplo, en el Sahara, el desierto más grande del mundo, las acumulaciones de arena cubren solo una décima parte de su área. El desierto con más arena es el Árabe, un tercio del cual está formado por arena.

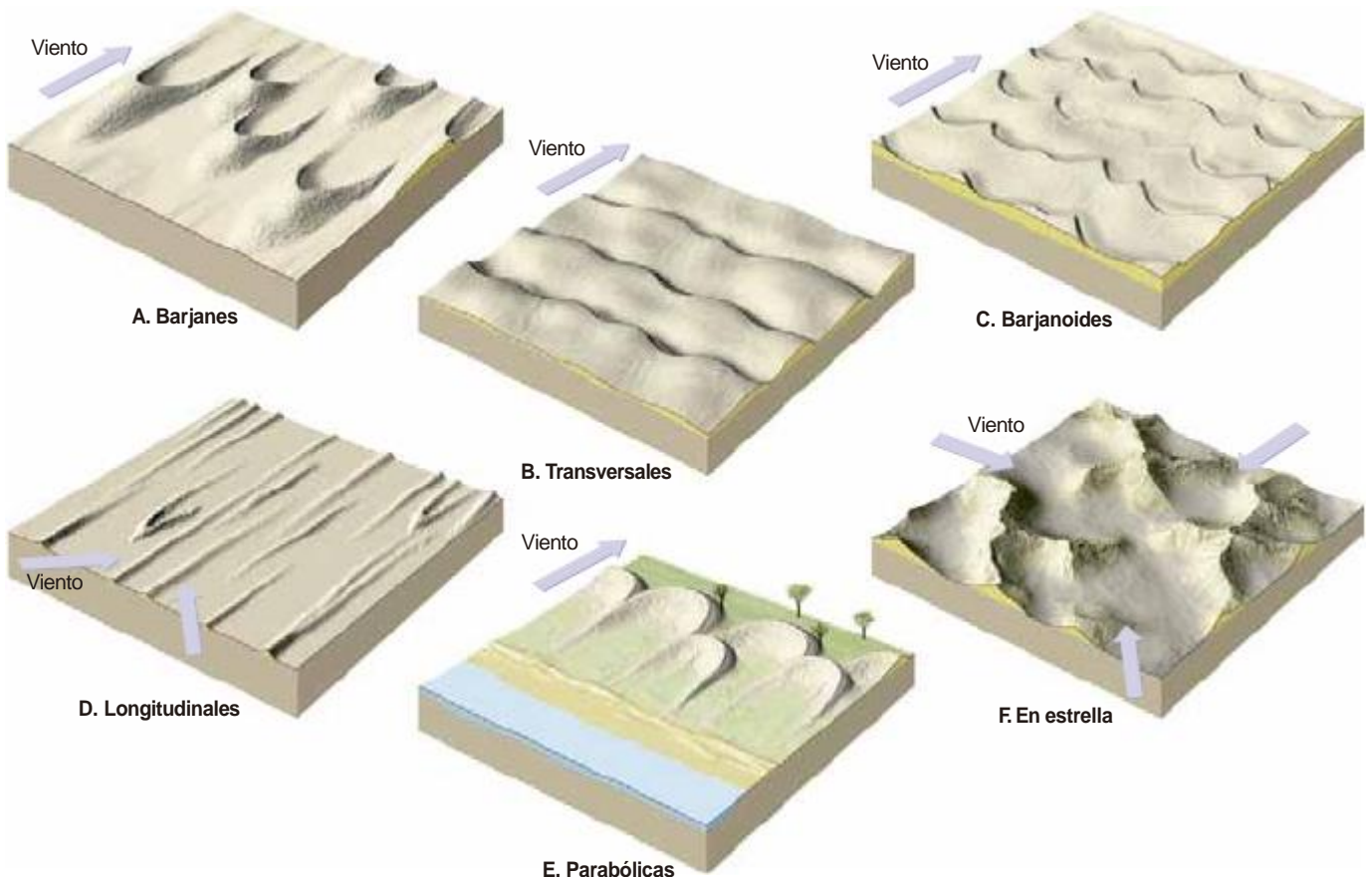


FIGURA 19.19. Tipos de dunas de arena. A. Barjanes. B. Dunas transversales. C. Dunas barjanoides. D. Dunas longitudinales. E. Dunas parabólicas. F. Dunas en estrella.

desiertos del Sahara y el Árabe, las dunas transversas alcanzan alturas de 200 m, ocupan una superficie transversal de 1 a 3 km y pueden extenderse a lo largo de distancias de 100 km o más.

Hay una forma de duna relativamente común, que es intermedia entre los barjanes aislados y las extensas ondulaciones de las dunas transversales. Esas dunas, denominadas **dunas barjanoides**, forman hileras festoneadas de arena orientadas según ángulos rectos con respecto al viento (Figura 19.19C). Las hileras recuerdan una serie de barjanes que hayan sido colocados unos al lado de otros

Dunas longitudinales

Las **dunas longitudinales** son largas crestas de arena que se forman más o menos en paralelo al viento predominante y donde el suministro de arena es limitado (Figura 19.19D). Aparentemente la dirección del viento predominante debe variar algo, pero sigue permaneciendo en el mismo cuadrante de la brújula. Aunque los tipos más pequeños tienen solo 3 o 4 m de altura y varias docenas de metros de longitud, en algunos desiertos grandes las dunas longitudinales pueden alcanzar grandes tamaños. Por ejemplo, en partes del norte de África, Arabia y Australia central esas dunas pueden alcanzar una altura de 100 m y extenderse a lo largo de distancias de más de 100 km.

Dunas parabólicas

A diferencia de las otras dunas que se han descrito hasta ahora, las **dunas parabólicas** se forman donde la vegetación cubre parcialmente el terreno. La forma de estas dunas recuerda la forma de los barjanes, excepto en que sus extremos apuntan en dirección contraria al viento en vez de en su misma dirección (Figura 19.19E). Las dunas parabólicas se forman a menudo a lo largo de las costas donde hay fuertes vientos que soplan hacia el interior y abundante arena. Si la cubierta vegetal dispersa de la arena se interrumpe en algún punto, la deflación crea una depresión. Entonces la arena es transportada fuera de la depresión y depositada como un reborde curvo, que se hace más alto a medida que la deflación aumenta el tamaño de la depresión.

Dunas en estrella

Confinadas en gran medida a zonas de los desiertos sahariano y árabe, las **dunas en estrella** son colinas aisladas de arena que exhiben una forma compleja (Figura 19.19F). Su nombre deriva del hecho de que la base de estas dunas se parece a estrellas de puntas múltiples. Normalmente lomas, de 3 o 4 crestas divergen de un punto alto central, que en algunos casos puede aproximarse a los 90 m de altura (Figura 19.20). Como sugiere



FIGURA 19.20. Duna inicial en el desierto de Namib en el sudoeste de África (Foto de Comstock).

su forma, las dunas en estrella se desarrollan cuando las direcciones del viento son variables.

Depósitos de loess (limo)

En algunas partes del mundo la topografía superficial está cubierta por depósitos de limo transportado por el viento, denominado **loess**. Durante periodos de quizás miles de años, las tormentas de polvo depositaron este material. Cuando el loess es atravesado por corrientes de agua o cortado para hacer carreteras, tiende a mantener una estructura vertical y carece de estratos visibles, como se puede apreciar en la Figura 19.21.

La distribución del loess en el mundo indica que hay dos fuentes principales de este sedimento: los depósitos desérticos y las llanuras de aluvión glaciares. Los depósitos de loess más gruesos y más extensos de la Tierra se encuentran en el oeste y el norte de China. Fueron transportados por el viento aquí desde las extensas cuencas desérticas de Asia central. Acumulaciones de 30 m son comunes y se han medido grosores de más de 100 m. Es este sedimento fino de color de ante el que proporciona al río Amarillo (Huang He) su nombre.

En Estados Unidos, los depósitos de loess son significativos en muchas áreas, entre ellas Dakota del Sur, Nebraska, Iowa, Missouri e Illinois, así como en zonas de la llanura de Columbia en el Pacífico noroccidental. La correlación entre la distribución del loess y las regiones agrícolas importantes del medio oeste y del estado oriental de Washington no es una mera coincidencia, porque los suelos derivados de este sedimento depositado por el viento se cuentan entre los más fértiles del mundo.

A diferencia de los depósitos de China, que se originaron en los desiertos, el loess de Estados Unidos (y de Europa) es un producto indirecto de las glaciaciones. Su origen se encuentra en los depósitos de derrubios glaciares estratificados. Durante la retirada de los glaciares de casquete, muchos valles de los ríos fueron bloqueados con sedimento depositado por el agua de fusión. Fuertes vientos que soplaban en dirección oeste

barriendo a través de las desnudas llanuras de inundación, levantaron el sedimento más fino y lo dejaron caer como una manta sobre las laderas orientales de los valles. Este origen es confirmado por el hecho de que los depósitos de loess son los más potentes y más gruesos en el lado de sotavento de desbordamientos de drenaje glacial principal, como los de los ríos Mississippi e Illinois y rápidamente se hacen más finos al aumentar la distancia de los valles. Además, los clastos angulosos mecánicamente meteorizados que componen el loess son esencialmente los mismos que los del lecho de roca producidos por la acción de molienda de los glaciares.



A.



C.

A veces los alumnos preguntan...

¿Dónde se encuentran las dunas de arena más grandes y cuánto miden?

Las dunas más elevadas del mundo se encuentran a lo largo de la costa suroccidental de África, en el desierto de Namibia (véase la foto que abre el capítulo). En algunos lugares, estas enormes dunas alcanzan alturas de 300 a 350 metros. Las dunas del Parque Nacional Great Sand Dunes al sur de Colorado son las más elevadas de Norteamérica, elevándose más de 210 metros por encima del terreno circundante.



B.

FIGURA 19.21. **A.** Este acantilado de loess vertical cerca del río Misisipi en el sur de Illionis tiene unos 3 m de altura (Foto de James E. Patterson). **B.** En partes de China el loess tiene suficiente fuerza estructural como para permitir la excavación de alojamientos (Foto de Christopher Liu/ChinaStock Photo Library). **C.** Esta imagen de satélite del 13 de marzo de 2003 muestra corrientes de polvo transportadas por el aire hacia el sur, al Golfo de Alaska. Ilustra un proceso similar al que creó muchos depósitos de loess en el medio oeste americano durante la Edad de Hielo. El fino limo es producido por la acción de molienda de los glaciares, luego es transportado más allá del margen del hielo por las aguas superficiales y depositado. Más adelante, el fino limo es levantado por los fuertes vientos y depositado como loess. (NASA).

CAPÍTULO 19

Desiertos y vientos

RESUMEN

El concepto de *sequedad es relativo*; se refiere a cualquier situación en la que existe déficit de agua. Las regiones secas abarcan alrededor del 30 % de la superficie terrestre. Se reconocen normalmente dos tipos climáticos: *desierto*, que es árido, y *estepa* (una variante marginal y más húmeda del desierto), que es semiárido. Los *desiertos de latitudes bajas* coinciden con las zonas de anticiclones subtropicales en las latitudes más bajas. Por otro lado, los *desiertos de latitudes medias* existen principalmente debido a su posición en zonas continentales interiores donde grandes masas de terreno están bastante alejadas del océano. Muchos están en las sombras pluviométricas de las montañas. Los mismos procesos geológicos que actúan en las regiones húmedas lo hacen también en los desiertos, pero bajo condiciones climáticas restringidas. En los terrenos secos la *meteorización de las rocas, de cualquier tipo, está muy reducida* debido a la falta de humedad y a la escasez de ácidos orgánicos procedentes de las plantas en descomposición. Gran parte del derrubio meteorizado en los desiertos es consecuencia de la *meteorización mecánica*. Prácticamente todas las corrientes fluviales del desierto están secas la mayor parte del tiempo y se dice que son *efímeras*. Los cursos de corrientes de agua de los desiertos rara vez están bien integrados y carecen de un sistema extenso de afluentes. No obstante, *las corrientes de agua son responsables de la mayor parte del trabajo erosivo en un desierto*. Aunque la erosión eólica es más significativa en las áreas secas que en cualquier otro lugar, el papel principal del viento en un desierto es el de transporte y depósito de sedimentos.

Debido a que las regiones áridas normalmente carecen de corrientes de agua permanentes, se caracterizan por tener *drenaje interior*. Muchos de los paisajes de la región «Basin and Range» del oeste y el suroeste de Estados Unidos son consecuencia de corrientes de agua que erosionan bloques de montaña levantados y depositan el sedimento en las cuencas interiores. Los *abanicos aluviales*, las *playas* y los *lagos-playa* son estructuras a menudo asociadas con esos paisajes. En las etapas tardías de la erosión, las áreas de montaña se reducen a unas pocas protuberancias rocosas, denominadas *inselbergs*, que se proyectan por encima de las cuencas rellenas de sedimento.

El transporte del sedimento por el viento difiere del realizado por las corrientes de agua de dos maneras.

En primer lugar, en comparación con el agua, el viento tiene baja densidad; por tanto, no es capaz de levantar ni transportar materiales gruesos. En segundo lugar, debido a que el viento no está confinado a cauces, puede extender el sedimento sobre grandes áreas. La *carga de fondo* del viento consiste en granos de arena que saltan y rebotan a lo largo de la superficie en un proceso denominado *saltación*. Las finas partículas de polvo pueden ser transportadas por el viento a grandes distancias en forma de *carga en suspensión*.

En comparación con las corrientes de agua y los glaciares, el viento es un agente erosivo relativamente insignificante. La *deflación*, el levantamiento y la remoción de material suelto, a menudo producen depresiones superficiales denominadas *depresiones de deflación*. En zonas de muchos desiertos la superficie es una capa de cantos gruesos, denominada *pavimento desértico*, demasiado grandes para ser movidos por el viento. El viento también erosiona por *abrasión*, creando a menudo rocas de formas interesantes conocidas como *ventifactos*. Los *yardangs* son crestas estrechas y dinámicas esculpidas por el viento que pueden medir hasta 90 metros de altura y 100 kilómetros de longitud.

El *pavimento desértico* es una fina capa de cantos que cubre algunas superficies desérticas. Una vez establecido, protege la superficie de una deflación ulterior. Dependiendo de las circunstancias, puede ser consecuencia de la deflación o la deposición de partículas finas.

Los depósitos eólicos son de dos tipos distintos: (1) *montículos y crestas de arena*, denominados *dunas*, que se forman a partir del sedimento que es transportado como parte de la carga de fondo del viento, y (2) extensos *mantos de limo*, denominados *loess*, que una vez fueron transportados *en suspensión* por el viento. El perfil de una duna muestra una forma asimétrica con la pendiente de sotavento (protegida) empinada y la de barlovento con una inclinación más suave. Los *tipos de dunas de arena* son: (1) *barjanas*; (2) *dunas transversales*; (3) *dunas barjanoides*; (4) *dunas longitudinales*; (5) *dunas parabólicas*, y (6) *dunas en estrella*. Los depósitos más gruesos y más extensos de loess se encuentran en el oeste y el norte de China. A diferencia de los depósitos chinos, que se originaron en los desiertos, el loess de Estados Unidos y de Europa es un producto indirecto de las glaciaciones.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

abanico aluvial, 609	desierto, 602	estrato cruzado, 617
abrasión, 616	desierto de sombra pluviométrica, 604	inselberg, 611
bajada, 610	drenaje interior, 609	lago-playa, 610
barján, 619	duna, 617	loess, 620
cara de deslizamiento, 617	duna barjanoide, 620	pavimento desértico, 614
carga de fondo, 612	dunas en estrella, 620	playa, 610
carga suspendida, 613	dunas longitudinales, 620	saltación, 612
corriente de agua efímera, 607	dunas transversales, 619	ventifacto, 616
deflación, 614	estepa, 602	yardang, 616
depresión de deflación, 614		

PREGUNTAS DE REPASO

- ¿Qué extensión ocupan los desiertos y las regiones de estepa de la Tierra?
- ¿Cuál es la causa principal de los desiertos subtropicales? ¿Y de los desiertos de latitudes medias?
- ¿En qué hemisferio (norte o sur) son más comunes los desiertos de latitudes medias?
- ¿Por qué la cantidad de precipitación, que se utiliza para determinar si un lugar tiene un clima seco o un clima húmedo, es una cifra variable? (véase Recuadro 19.1, pág. 605).
- Los desiertos son paisajes calientes cubiertos de arena y carentes de vida conformados en su mayor parte por la fuerza del viento.* La afirmación precedente resume la imagen de regiones áridas que tienen muchas personas, en especial las que viven en lugares más húmedos. ¿Es una visión precisa?
- ¿Por qué está reducida la meteorización de las rocas en el desierto?
- Cuando una corriente permanente, como la del río Nilo, atraviesa un desierto, ¿aumenta o disminuye su caudal? ¿Cómo se compara esto con un río de una región húmeda?
- ¿Cuál es el agente erosivo más importante en los desiertos?
- ¿Por qué el nivel del mar (nivel de base absoluto) no es un factor que influya de manera significativa en la erosión de las regiones desérticas?
- ¿Por qué el mar Aral se está encogiendo (véase Recuadro 19.2, pág. 606)?
- Describe los rasgos y las características asociados con cada una de las etapas de la evolución de un desierto montañoso. ¿En qué lugares de Estados Unidos pueden observarse estas etapas?
- Describe cómo el viento transporta la arena. Cuando soplan vientos muy fuertes, ¿hasta qué altura por encima de la superficie puede transportarse la arena?
- ¿Por qué la erosión eólica es relativamente más importante en las regiones áridas que en las áreas húmedas?
- ¿Qué factor limita la profundidad de las depresiones de deflación?
- Describe brevemente las dos hipótesis utilizadas para explicar la formación del pavimento desértico.
- Describe el proceso mediante el cual migran las dunas de la Figura 19.16 (Pág 617). ¿En qué dirección se mueven esas dunas, hacia la parte superior de la foto o hacia la inferior?
- Enumere tres factores que influyan en la forma y el tamaño de una duna.
- Se reconocen seis tipos principales de dunas. Indique qué tipo de duna está asociado con cada una de las siguientes afirmaciones.
 - Dunas cuyos extremos apuntan en la dirección del viento.
 - Largas crestas de arena orientadas en ángulos rectos según la dirección del viento.
 - Dunas que a menudo se forman a lo largo de las costas, donde fuertes vientos crean una depresión de deflación.
 - Dunas solitarias cuyos extremos apuntan a favor del viento.
 - Largas crestas arenosas que están orientadas más o menos en paralelo al viento predominante.
 - Una duna aislada que consiste en lomos de tres o cuatro crestas que divergen de un punto elevado central.
 - Filas festoneadas de arena orientadas en ángulos rectos según la dirección del viento.
- Aunque las dunas de arena son los depósitos eólicos mejor conocidos, las acumulaciones de loess son muy significativas en algunas partes del mundo. ¿Qué es el loess? ¿Dónde se encuentran estos depósitos? ¿Cuáles son los orígenes de este sedimento?

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 20

Líneas de costa





Las incansables aguas del océano están constantemente en movimiento. Los vientos generan corrientes superficiales, la gravedad de la Luna y del Sol produce mareas y las diferencias de densidad crean circulación en el océano profundo. Además, las olas transportan la energía de las tormentas a costas distantes, donde su efecto erosiona el terreno.

Las líneas de costa son ambientes dinámicos. Su topografía, su composición geológica y su clima varían enormemente de un lugar a otro. Los procesos continentales y oceánicos convergen a lo largo de las costas y crean paisajes que con frecuencia experimentan cambios rápidos. Cuando se trata de la deposición de sedimentos, constituyen zonas de transición entre los ambientes marino y continental.

LA LÍNEA LITORAL: UNA INTERFASE DINÁMICA

En ningún otro lugar es más perceptible la naturaleza incansable del agua oceánica que a lo largo de la costa: la superficie de contacto dinámico entre el aire, la tierra y el mar. Una *interfase* es un límite común en el que diferentes partes de un sistema interactúan. Esta es sin duda una designación adecuada para la zona costera. En este lugar podemos observar la elevación y el descenso rítmicos de las mareas, así como la constante ondulación y ruptura de las olas. A veces, las olas son bajas y suaves. En otras ocasiones sobrepasan la costa con una furia pavorosa (Figura 20.1).

Aunque puede no resultar obvio, la línea litoral está siendo modificada constantemente por las olas. Por ejemplo, a lo largo de Cape Cod, Massachusetts, la actividad de las olas está erosionando los acantilados de sedimento glaciar poco consolidado con tanta agresividad que aquéllos están retrocediendo tierra adentro a un ritmo de hasta 1 metro al año (Figura 20.2A). Por el contrario, en Point Reyes, California, los acantilados

de roca mucho más resistente son menos sensibles al ataque de las olas y, por consiguiente, están retrocediendo mucho más despacio (Figura 20.2B). En los dos litorales, la actividad de las olas está moviendo sedimento a lo largo de la costa y construyendo estrechas barras de arena que sobresalen y atraviesan algunas bahías.

La naturaleza de las líneas litorales actuales no es el mero resultado del ataque incansable al terreno por parte del mar. De hecho, la costa tiene un carácter complejo que es la consecuencia de procesos geológicos múltiples. Por ejemplo, prácticamente todas las áreas de costa estuvieron afectadas por la elevación global del nivel del mar que acompañó la fusión de los glaciares al final del Pleistoceno (véase la Figura 18.29, pág. 588). Cuando el mar se introdujo tierra adentro, la línea litoral retrocedió, superponiéndose a paisajes existentes que se habían producido como consecuencia de procesos tan diversos como la erosión por corrientes de agua, la glaciación, la actividad volcánica y las fuerzas de formación de las montañas.

La zona costera actual está experimentando una intensa actividad humana. Por desgracia, las personas



FIGURA 20.1. El viento es responsable de la creación de las olas oceánicas que modifican las líneas litorales. Estas olas están rompiendo a lo largo de la costa de la isla Hawaiana de Oahu (Foto de Douglas Peebles/Corbis).



A.



B.

FIGURA 20.2. **A.** En esta imagen por satélite aparece el perfil familiar de Cape Cod. Boston se sitúa en la parte superior izquierda. Las dos grandes islas frente a la costa meridional de Cape Cod son Martha's Vineyard (izquierda) y Nantucket (derecha). Aunque el trabajo de las olas modifica constantemente este paisaje litoral, los procesos de la línea de costa no son los principales responsables de su creación. Antes bien, el tamaño y la forma actuales de Cape Cod son el resultado del posicionamiento de morrenas y otros materiales glaciales depositados durante el Pleistoceno (Imagen por satélite cortesía de Earth Satellite Corporation/Science Photo Library/Photo Researchers, Inc.). **B.** Imagen de gran altitud de la zona de Point Reyes al norte de San Francisco, California. Los acantilados orientados al sur de 5,5 km de longitud en Point Reyes (en la parte inferior de la imagen) están expuestos a toda la fuerza de las olas del océano Pacífico. No obstante, este promontorio retrocede lentamente porque el lecho de rocas del que se formó es muy resistente (Imagen cortesía de USDA-ASCS).

a menudo tratamos la línea litoral como si fuera una plataforma estable sobre la cual las estructuras pueden edificarse con toda seguridad. Esta actitud lleva inevitablemente a conflictos entre las personas y la naturaleza. Como veremos, muchas formas costeras, en especial las playas y las islas barrera, son características relativamente frágiles y de vida efímera que constituyen lugares inapropiados para el desarrollo.

LA ZONA COSTERA

En el lenguaje general se utiliza una serie de términos para referirse al límite entre la tierra y el mar. En la sección anterior, se han utilizado los términos *litoral*, *línea litoral*, *zona costera* y *costa*. Además, al pensar en la interfaz tierra-mar, a muchos les viene a la cabeza la palabra *playa*. Dediquemos un momento a aclarar estos

términos e introducir otra terminología utilizada por quienes estudian la zona limítrofe entre la tierra y el mar. Le resultará útil observar la Figura 20.3, en la que se representa un perfil idealizado de la zona costera.

Características fundamentales

La **línea litoral** es la línea que marca el contacto entre la tierra y el mar. Cada día, conforme las mareas suben y bajan, la posición de la línea litoral migra. Durante periodos más prolongados, la posición media de la línea litoral cambia de manera gradual.

El **litoral** es la zona que se extiende entre el nivel de marea más bajo y la mayor elevación de la tierra afectada por las olas de temporal. Por el contrario, la costa se extiende tierra adentro desde el litoral hasta donde haya estructuras relacionadas con el océano. La **línea de costa** marca el límite en el lado del mar del litoral,

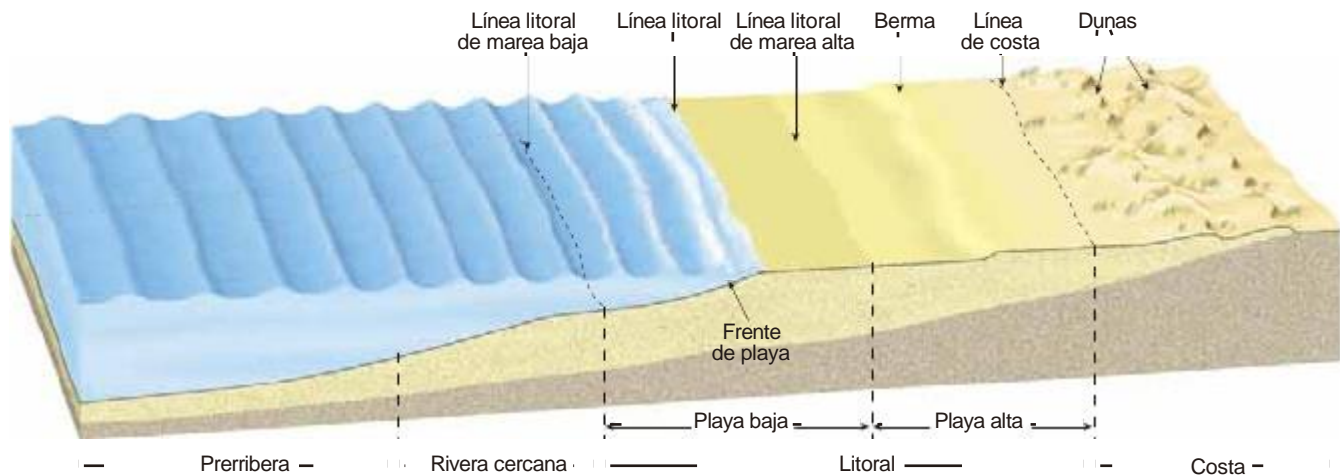


FIGURA 20.3. La zona litoral está formada por varias partes. La playa es una acumulación de sedimento en el borde continental del océano o de un lago. Puede considerarse un material de tránsito a lo largo de la costa.

mientras que el límite interior no es siempre evidente ni fácil de determinar.

Como se ilustra en la Figura 20.3, la costa se divide en *playa baja* y *playa alta*. La **playa baja** es la zona que queda expuesta cuando no hay marea (marea baja) y sumergida cuando hay marea (marea alta). La **playa alta** se sitúa en el lado continental de la línea litoral de marea alta. Suele estar seca y las olas la afectan solo durante los temporales. Con frecuencia se identifican otras dos zonas. La **zona de ribera cercana** yace entre la línea litoral de marea baja y la línea en la que las olas rompen en marea baja. En el lado del mar de la zona de ribera cercana se encuentra la **zona de prerribera**.

Playas

Para muchos, una playa es la zona de arena donde las personas se tumban para tomar el sol y andan a lo largo de la orilla del agua. Desde el punto de vista técnico, una **playa** es una acumulación de sedimento que se encuentra a lo largo del margen continental del océano o un lago. En las costas rectas, las playas pueden extenderse a lo largo de decenas o centenares de kilómetros. Cuando las costas son irregulares, la formación de la playa puede quedar confinada a las aguas relativamente tranquilas de las bahías.

Las playas consisten en una o más **bermas**, que son plataformas relativamente planas que suelen estar compuestas por arena y son adyacentes a las dunas costeras o los acantilados y están marcadas por un cambio de pendiente en el límite del lado del mar. Otra parte de la playa es el **frente de playa**, que es la superficie inclinada húmeda que se extiende desde la berma hasta la línea litoral. Cuando las playas tienen arena, quienes toman el sol suelen preferir la berma, mientras que quienes andan prefieren la arena húmeda compacta del fondo de playa.

Las playas están compuestas por cualquier material abundante en la zona. El sedimento de algunas playas se deriva de la erosión de los acantilados adyacentes o las montañas costeras próximas. Otras playas se forman a partir de sedimentos que los ríos depositan en la costa.

Aunque la composición mineral de muchas playas está dominada por granos resistentes de cuarzo, pueden dominar otros minerales. Por ejemplo, en zonas como el sur de Florida, donde no hay montañas ni otras fuentes próximas de minerales que formen rocas, la mayoría de playas está compuesta por fragmentos de caparzones y restos de organismos que habitan en las aguas litorales. Algunas playas de islas volcánicas en el mar abierto están compuestas por granos meteorizados de lava basáltica que conforman las islas o por derrubios gruesos erosionados de los arrecifes de coral que se desarrollan alrededor de las islas en latitudes bajas (Figura 20.4).

Con independencia de la composición, el material que conforma la playa no permanece en un lugar. Por el contrario, las olas rompientes lo mueven constantemente. Por consiguiente, puede considerarse que las playas son material en tránsito a lo largo del litoral.

OLAS



SHORELINES

Waves and Beaches

Las *olas oceánicas* son energía que se desplaza a lo largo de la interfaz entre el océano y la atmósfera, y a menudo transfieren energía de un temporal en alta mar a distancias de varios miles de kilómetros. Por ese motivo, incluso en los días de calma el océano todavía tiene olas



FIGURA 20.4. La arena negra de esta playa procede de roca volcánica oscura (Foto de E. J. Tarbuck).

que se desplazan por su superficie. Al observar las olas, recordemos siempre que estamos viendo el movimiento de la *energía* a través de un medio (agua). Si fabricamos olas tirando una piedra a un estanque, tirándonos a una

piscina o soplando en la superficie de una taza de café, estamos transmitiendo *energía* al agua, y las olas que vemos no son sino la evidencia visible de la energía que estamos transmitiendo.

Las olas generadas por el viento proporcionan la mayor parte de la energía que conforma y modifica las líneas litorales. Allí donde se encuentran el mar y la tierra, las olas, que quizá hayan viajado durante centenas o miles de kilómetros sin impedimento, encuentran súbitamente una barrera que no les permitirá avanzar más y deben absorber su energía. Dicho de otra manera, el litoral es el lugar donde una fuerza prácticamente irresistible se enfrenta con un objeto casi inamovible. El conflicto que se produce es interminable y a veces notable.

Características de las olas

La energía y el movimiento de la mayoría de las olas derivan del viento. Cuando una brisa es inferior a 3 km por hora, solo aparecen pequeñas ondulaciones. Cuando el viento sopla a velocidades superiores, se van formando de manera gradual olas más estables, que avanzan con el viento.

En la Figura 20.5, en la que aparece una forma ondulada simple que no rompe, se ilustran las características de las olas oceánicas. La parte superior de las olas son las *crestas*, que están separadas por *valles*. A medio camino entre las crestas y los valles se encuentra el *nivel de aguas tranquilas*, que es el nivel que ocuparía el agua si no hubiera olas. La distancia vertical entre el valle y la cresta es la **altura de ola** y la distancia horizontal entre crestas sucesivas es la **longitud de onda**. El tiempo que tarda una ola entera (una longitud de onda) en pasar una posición fija se denomina **periodo de ola**.

La altura, la longitud y el periodo que una ola acaba por alcanzar dependen de tres factores: (1) la velocidad del viento; (2) el tiempo durante el cual el viento ha soplado, y (3) el **fetich**, o distancia que el

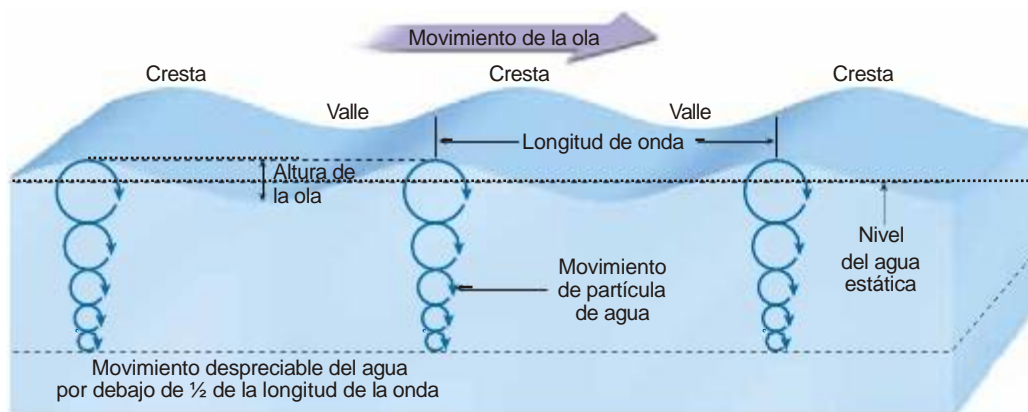


FIGURA 20.5. Diagrama de una ola oceánica no rompiente idealizada que muestra las partes básicas de una ola, así como el movimiento de las partículas de agua en la profundidad. Debajo de una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda (el nivel de la línea punteada) se produce un movimiento despreciable del agua.

viento ha recorrido a través de mar abierto. A medida que aumenta la cantidad de energía transferida desde el viento al agua, aumenta también la altura y la pendiente de las olas. Por fin, se alcanza un punto crítico, en el cual las olas se hacen tan altas que se vuelcan, formando lo que se conoce como *rizaduras*.

Para una velocidad de viento concreta, hay un fetch y una duración del viento máximos más allá de los cuales las olas ya no aumentarían de tamaño. Cuando se alcanzan el fetch y la duración máximos para una velocidad de viento determinada, se dice que las olas están «completamente desarrolladas». La razón de que las olas no puedan crecer más es que pierden tanta energía mediante la formación de rizaduras como la que están recibiendo del viento.

Cuando el viento cesa o cambia de dirección, o si las olas dejan el área tormentosa donde se crearon, continúan sin relación con los vientos locales. Las olas experimentan también un cambio gradual a *mar de fondo* que son más bajas y largas, y pueden transportar la energía de la tormenta a costas lejanas. Dado que existen muchos sistemas de olas independientes al mismo tiempo, la superficie del mar adquiere un modelo complejo e irregular. Por consiguiente, las olas del mar que vemos desde la costa son a menudo una mezcla de mar de fondo de tormentas distantes y olas creadas por los vientos locales.

Movimiento orbital circular

Las olas pueden recorrer grandes distancias a través de las cuencas oceánicas. En un estudio, se siguió el movimiento de las olas generadas cerca de la Antártida durante su desplazamiento a través de la cuenca del océano Pacífico. Tras más de 10.000 km, las olas acabaron disipando su energía una semana después en la línea litoral de las islas Aleutianas de Alaska. El agua en sí misma no recorre toda la distancia, pero sí lo hace la forma de onda. A medida que la ola se desplaza, el agua transfiere la energía moviéndose en círculo. Este movimiento se denomina *movimiento orbital circular*.

La observación de un objeto que flote sobre las olas revela que no solo se mueve arriba y abajo, sino que también tiene un ligero movimiento adelante y atrás con cada ola sucesiva. En la Figura 20.6 se muestra que un objeto flotante se mueve hacia delante y hacia atrás a medida que se aproxima la cresta, arriba y adelante cuando la cresta pasa, abajo y atrás cuando se aproxima el valle, y de nuevo arriba y atrás cuando avanza la próxima cresta. Cuando se traza el movimiento del barco de juguete que aparece en la Figura 20.6 al pasar la cresta, puede observarse que el barco se mueve en círculo y regresa esencialmente al mismo lugar. El movimiento orbital circular permite que la forma ondulada (la forma de

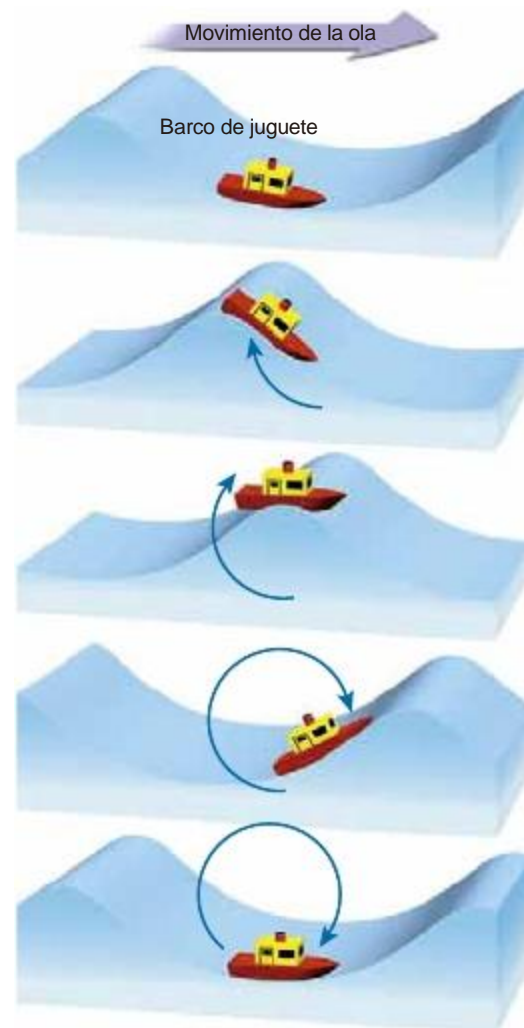


FIGURA 20.6. Los movimientos de un barco de juguete demuestran que la forma de la ola avanza, pero que el agua no avanza de manera perceptible desde su posición original. En esta secuencia, la ola se mueve de izquierda a derecha cuando el barco (y el agua en la cual está flotando) gira en un círculo imaginario.

la ola) avance *a través del agua* mientras que cada partícula de agua que transmite la ola se mueve en círculo. El viento que se mueve a través de un campo de trigo provoca un fenómeno similar: el trigo en sí no se desplaza a través del campo, pero sí lo hacen las ondas.

La energía aportada por el viento al agua es transmitida no solo a lo largo de la superficie del mar, sino también hacia abajo. Sin embargo, debajo de la superficie, el movimiento circular disminuye rápidamente hasta que, a una profundidad igual a aproximadamente la mitad de la longitud de ola medida desde el nivel de aguas tranquilas, el movimiento de las partículas de agua resulta despreciable. Esta profundidad es conocida como *base del oleaje*. La espectacular disminución de la energía de la ola con la profundidad se muestra en la Figura 20.5 mediante los diámetros rápidamente decrecientes de las órbitas de la partícula de agua.

Olas en la zona de rompiente

Cuando una ola está en zona de aguas profundas no se ve afectada por la profundidad del agua (Figura 20.7, izquierda). Sin embargo, cuando se aproxima a la costa, el agua se hace más somera e influye en el comportamiento de la ola. La ola empieza a «sentir el fondo» a una profundidad del agua igual al nivel de base de las olas. Esas profundidades interfieren en el movimiento del agua en la base de la ola y ralentizan su avance (Figura 20.7, centro).

A medida que la ola avanza hacia la costa, las olas ligeramente más rápidas se lanzan hacia delante, reduciendo la longitud de onda. A medida que la velocidad y la longitud de onda disminuyen, la ola aumenta su altura. Por último, alcanza un punto crucial cuando la

ola es demasiado empinada para mantenerse y el frente de la ola se desploma o *rompe* (Figura 20.7, derecha), haciendo que el agua avance encima de la costa.

El agua turbulenta creada por las olas rompientes se denomina **arrastre**. En el margen tierra adentro de la zona de rompiente, la lámina turbulenta del agua creada por las rompientes que asciende por la pendiente de la playa se denomina *batida*. Cuando la energía de la batida se ha disipado, el agua vuelve desde la playa hacia la zona de rompiente, en lo que se conoce como *resaca*.

A veces los alumnos preguntan...

¿Qué son las olas mareales?

Las olas mareales, más conocidas como *tsunami* (*tsu* = puerto; *nami* = ola), no tienen nada que ver con las mareas. Son olas de gran longitud de onda, que se mueven rápido, suelen ser grandes y a veces destructivas; se originan a partir de cambios súbitos en la topografía del fondo oceánico. Son provocadas por un desplazamiento de falla submarina, avalanchas submarinas o erupciones volcánicas submarinas. Puesto que los mecanismos que provocan tsunamis suelen ser acontecimientos sísmicos, los tsunamis se denominan acertadamente *olas marinas sísmicas*. En el Capítulo 11, «Los terremotos», se tratan con mayor profundidad las características de los tsunamis y sus efectos destructivos.



SHORELINES

Wave Erosion

Cuando el tiempo es tranquilo la acción de las olas es mínima. Sin embargo, igual que las corrientes de agua realizan la mayor parte de su trabajo durante las inundaciones, las olas llevan a cabo la mayor parte del suyo durante las tormentas. El impacto de las elevadas olas de tormenta contra la costa puede ser pavoroso por su violencia (Figura 20.8). Cada ola rompiente puede lanzar miles de toneladas de agua contra la tierra, haciendo a veces, literalmente, que el terreno tiemble. Por ejemplo, las presiones ejercidas por las olas atlánticas en invierno alcanzan una media de casi 10.000 kilogramos por metro cuadrado. Durante las tormentas, la fuerza es incluso mayor.

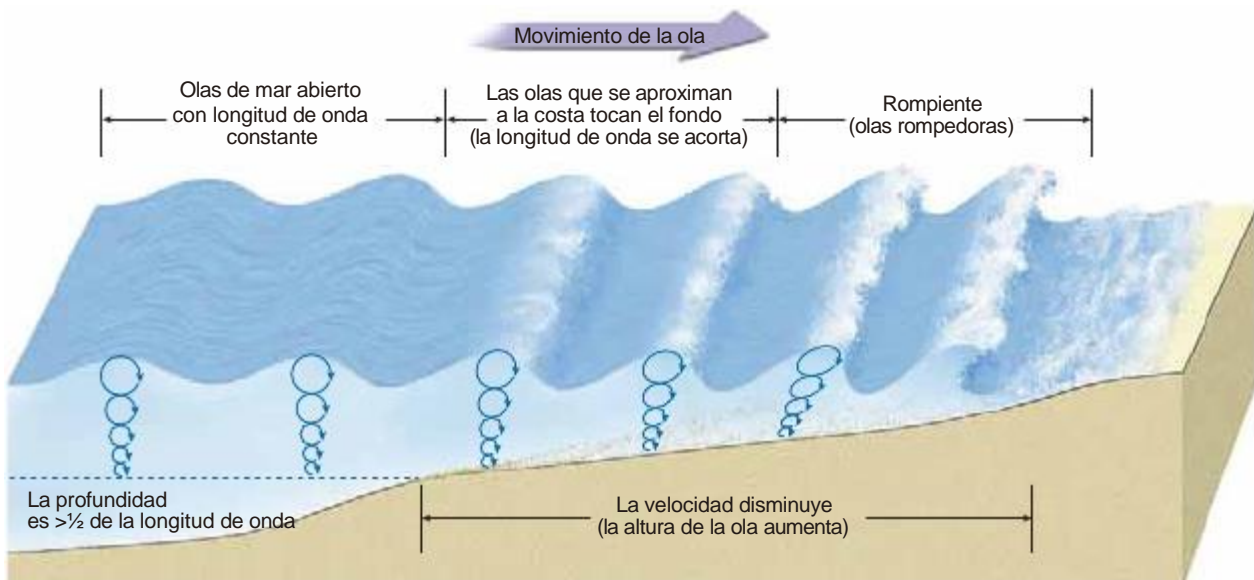


FIGURA 20.7. Cambios que se producen cuando una ola se mueve sobre la costa. Las olas tocan el fondo cuando topan con profundidades de agua inferiores a la mitad de la longitud de onda. La velocidad de la ola disminuye y las olas se amontonan contra la costa, haciendo que la longitud de onda disminuya, lo cual resulta en un aumento de la altura de la ola hasta el punto en el que las olas caen adelante y rompen en la zona de rompiente.



FIGURA 20.8. Cuando las olas rompen contra la costa, la fuerza del agua puede ser enorme y el trabajo erosivo que se realiza, muy grande. Estas olas de tormenta están rompiendo a lo largo de la costa de Gales (The Photolibary Wales/Alamy).

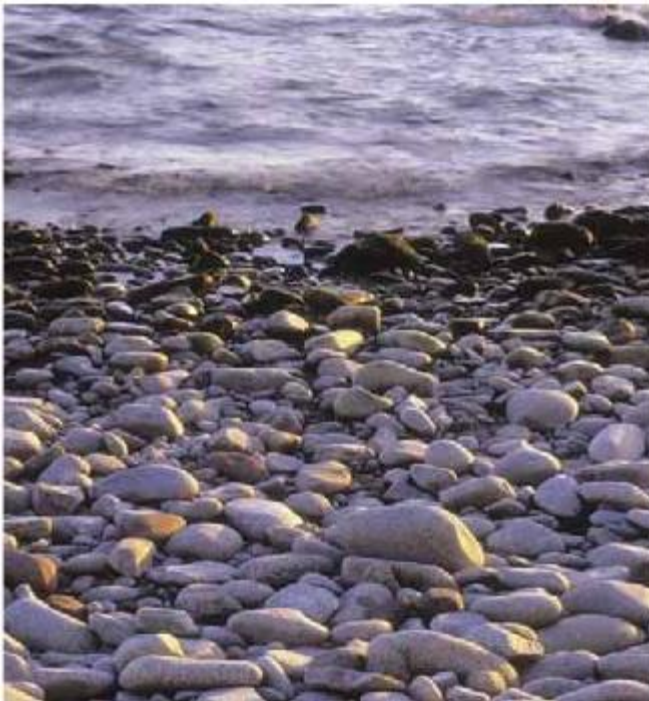
No sorprende que se abran rápidamente grietas y hendiduras en los acantilados, los diques, los rompeolas y cualquier otra cosa que esté sometida a esos enormes impactos. El agua es forzada al interior de cualquier abertura, lo que hace que el aire de las grietas se comprima mucho por el empuje de las olas. Cuando la ola

baja, el aire se expande rápidamente, desalojando fragmentos de roca, aumentando de tamaño y extendiendo las fracturas.

Además de la erosión causada por el impacto y la presión de la ola, la **abrasión** (la acción de sierra y molienda del agua armada con fragmentos de roca) es también importante. De hecho, la abrasión es probablemente más intensa en la zona de rompiente que en cualquier otro entorno. Los cantos rodados a lo largo de las costas son recordatorios obvios de la incesante acción de molienda de roca contra roca en la zona de rompiente (Figura 20.9A). Además, las olas utilizan esos fragmentos como «herramientas» cuando cortan horizontalmente el terreno (Figura 20.9B).

MOVIMIENTO DE LA ARENA DE LA PLAYA

A veces las playas se denominan «ríos de arena». El motivo es que la energía de las olas rompientes suele hacer que grandes cantidades de arena se muevan a lo largo del fondo de playa y en la zona de rompiente casi en paralelo a la línea de costa. La energía de las olas también hace que la arena se mueva perpendicularmente a la línea litoral (acercándose y alejándose de ella).



A.



B.

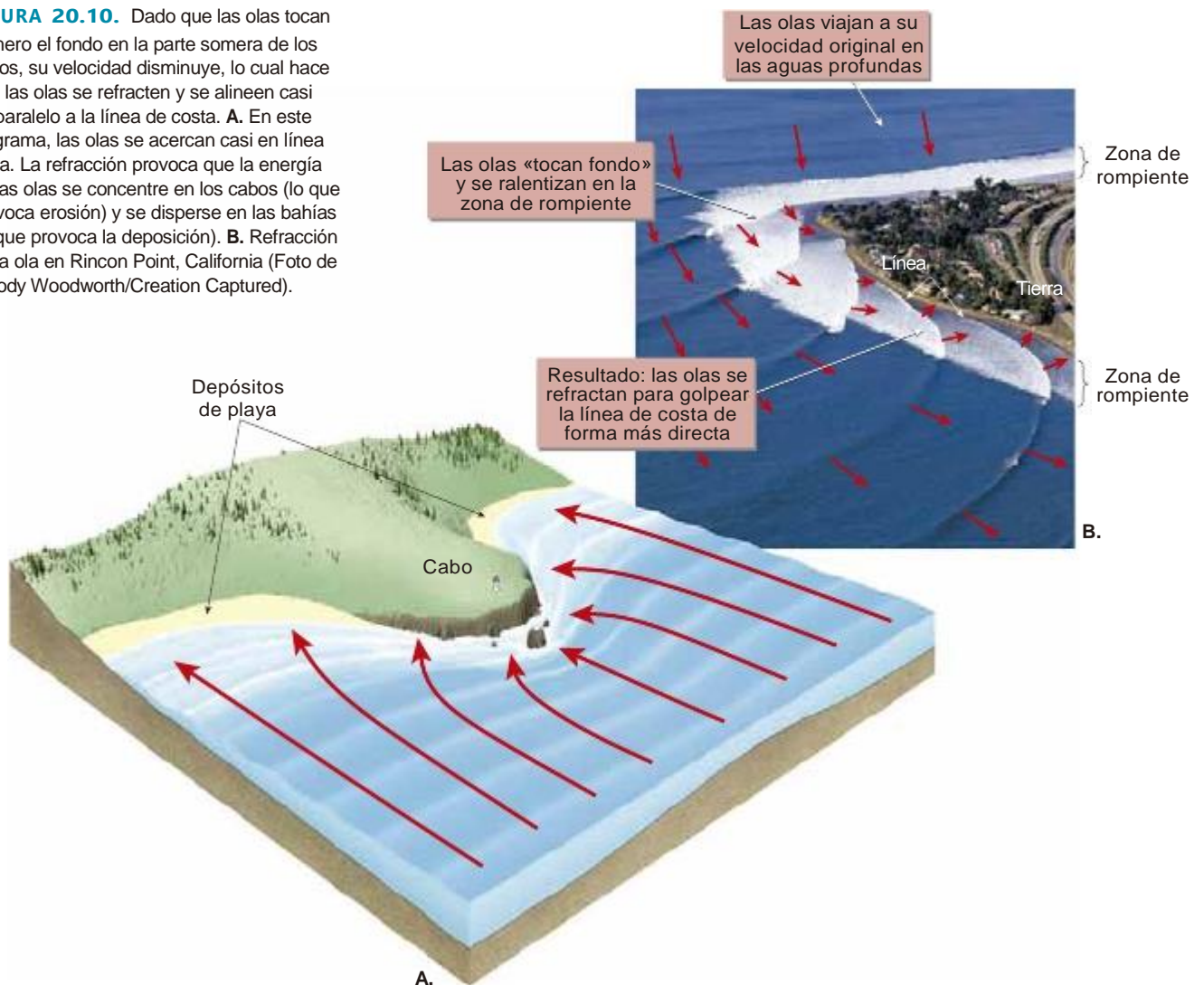
FIGURA 20.9. A. La abrasión puede ser intensa en la zona de rompiente. Los cantos rodados a lo largo del litoral son un recordatorio evidente de esto (Foto de Michael Collier). B. Un acantilado de arenisca excavado por la erosión de las olas en la isla Gabriola, British Columbia, Canadá (Foto de Fletcher and Baylis/Photo Researchers, Inc.).

Movimiento perpendicular a la línea litoral

Si alguien permanece de pie en la playa con el agua por los tobillos, observará que la batida y la resaca mueven arena hacia la línea litoral y lejos de esta. El que se produzca pérdida neta o adición de arena depende del nivel de actividad de las olas. Cuando la actividad de las olas es relativamente suave (olas menos activas), gran parte de la batida penetra en la playa, lo cual reduce la resaca. Por consiguiente, la batida domina y provoca un movimiento neto de arena en el fondo de playa hacia la berma.

Cuando predominan las olas muy activas, la playa está saturada por las olas anteriores y, por tanto, una parte mucho menor de la batida penetra. Como consecuencia, la berma se erosiona porque la resaca es fuerte y provoca un movimiento neto de arena que desciende por el fondo de playa.

FIGURA 20.10. Dado que las olas tocan primero el fondo en la parte somera de los cabos, su velocidad disminuye, lo cual hace que las olas se refracten y se alineen casi en paralelo a la línea de costa. **A.** En este diagrama, las olas se acercan casi en línea recta. La refracción provoca que la energía de las olas se concentre en los cabos (lo que provoca erosión) y se disperse en las bahías (lo que provoca la deposición). **B.** Refracción de la ola en Rincon Point, California (Foto de Woody Woodworth/Creation Captured).



A lo largo de muchas playas, la actividad de las olas suaves es la norma durante el verano. Por tanto, se desarrolla de manera gradual una amplia berma de arena. Durante el invierno, cuando las tormentas son frecuentes y más potentes, la fuerte actividad de las olas erosiona y reduce la berma. Una berma amplia, que puede haber tardado meses en formarse, puede reducirse espectacularmente en solo unas pocas horas por las olas muy activas creadas por una fuerte tormenta de invierno.

Refracción de las olas

La flexura de las olas, denominada **refracción de las olas**, desempeña un papel importante en los procesos de la línea litoral (Figura 20.10). Afecta a la distribución de la energía a lo largo de la costa y, por tanto, influye mucho sobre dónde y en qué medida tendrán lugar la erosión, el transporte de sedimento y su depósito.

A veces los alumnos preguntan...

Durante una fuerte actividad de las olas, ¿hacia dónde va la arena de la berma?

El movimiento orbital de las olas es demasiado somero para alejar mucho la arena del fondo de playa. Por consiguiente, la arena se acumula justo detrás del final de la zona de rompiente y forma una o más barras de arena de anteplaya denominadas barras de arena litorales.

Las olas rara vez se aproximan directamente a la costa. Antes bien, la mayoría de las olas se mueve hacia la costa siguiendo un determinado ángulo. Sin embargo, cuando alcanzan el agua somera de un fondo suavemente inclinado, se giran y tienden a colocarse en paralelo a la costa. Esta flexura se produce porque la parte de la ola que está más cerca de la costa alcanza el agua superficial y disminuye de velocidad primero, mientras que el extremo que está todavía en aguas profundas continúa moviéndose hacia adelante con toda su velocidad. El resultado neto es un frente de ola que puede acercarse casi en paralelo a la costa con independencia de la dirección original de la ola.

Debido a la refracción, el impacto de la ola se concentra contra los laterales y los extremos de los frentes de tierra que se proyectan en el agua, mientras que, en

las bahías, el ataque de la ola es más débil. Este ataque diferencial de las olas a lo largo de líneas de costa irregulares se ilustra en la Figura 20.10. Dado que las olas alcanzan el agua superficial situada delante del frente de tierra antes que en las bahías adyacentes, se arquean en una posición más paralela a la tierra que sobresale y la golpean por los tres costados. Por el contrario, en las bahías, la refracción hace que las olas diverjan y gasten menos energía. En esas zonas de actividad debilitada de las olas, los sedimentos pueden acumularse y formarse playas de arena. Durante largos periodos, la erosión de los frentes de tierra y la sedimentación en las bahías producirá una línea litoral irregular.

Transporte de las corrientes litorales

Aunque las olas se refractan, la mayoría sigue alcanzando la orilla con un cierto ángulo, aunque pequeño. Por consiguiente, la llegada precipitada del agua desde cada ola rompiente lo hace con un ángulo oblicuo a la línea litoral. Sin embargo, la resaca desciende paralela por la pendiente de la playa. El efecto de este modelo de movimiento del agua es el transporte de sedimento según un modelo en zigzag a lo largo del fondo de playa (Figura 20.11). Este movimiento se denomina **deriva litoral** o **de**

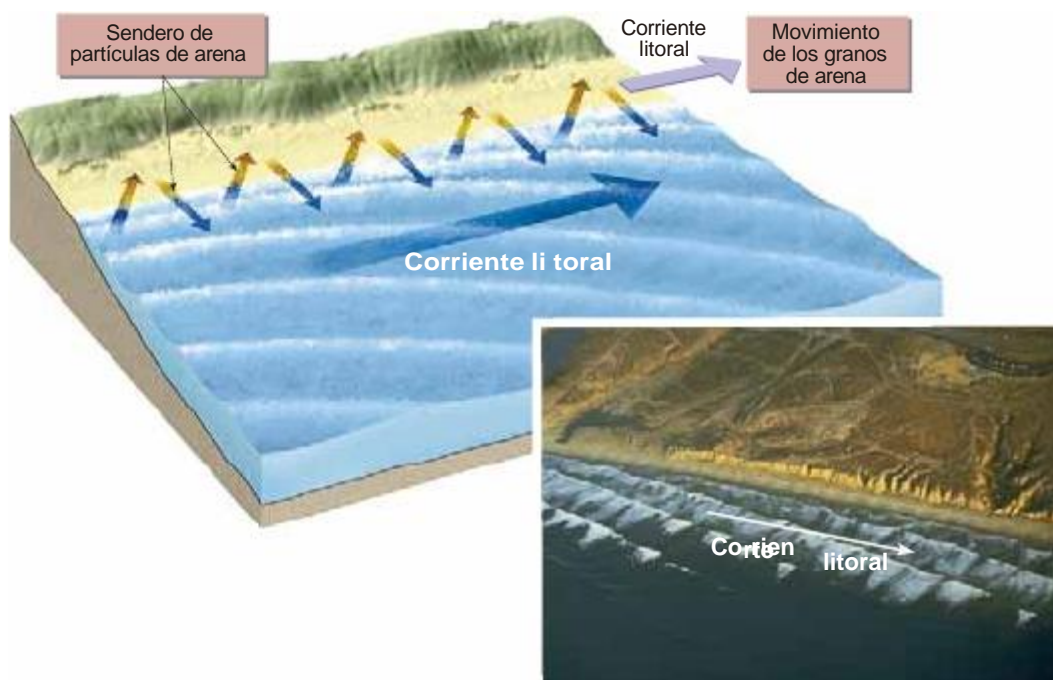


FIGURA 20.11. La deriva litoral y las corrientes litorales se crean por olas que rompen en sentido oblicuo. La deriva litoral se produce cuando las olas entrantes transportan arena en sentido oblicuo y ascendente hacia la playa, mientras que el agua procedente de las olas exhaustas la lleva directamente pendiente abajo de la playa. Movimientos similares se producen a lo largo de la costa en la zona de rompiente para crear la corriente litoral. Estos procesos transportan grandes cantidades de material a lo largo de la playa y en la zona de rompiente. En la foto, las olas que se aproximan a la playa según un ángulo ligeramente inclinado cerca de Oceanside, California, producen una corriente litoral que va de izquierda a derecha (Foto de John S. Shelton).

PERFIL PROFESIONAL — — —

Rob Thielér. Geólogo marino

Durante su infancia en la costa de Nueva Jersey, Rob Thielér aprendió que las playas son literalmente tan cambiantes como el tiempo. En su adolescencia fue socorrista y pudo observar cómo playas enteras se quedaban sin arena, haciendo que las olas rompieran peligrosamente cerca de los edificios y las calles.

Hoy, las observaciones costeras de Thielér se han extendido bastante. Como geólogo de investigación de la U.S. Geological Survey, ha estudiado la transformación y el cambio de las líneas litorales con el tiempo.

«No disponemos de buenos modelos para predecir cómo van a ser las líneas litorales dentro de cien años. Una playa puede perder 30 m de arena en una sola tormenta, y por supuesto no podemos predecir cuándo y dónde ocurrirán tormentas en el próximo siglo. Nuestro conocimiento sobre cómo se mueve la arena en las playas y en la plataforma continental interna es realmente insuficiente», afirma Thielér. Los problemas no son solo académicos; las respuestas tendrían implicaciones importantes para los aproximadamente 160 millones de norteamericanos que viven cerca de la costa.

En los últimos siglos, argumenta Thielér, los residentes que se veían amenazados por playas que desaparecían solo tenían que trasladar sus hogares un poco más arriba de las dunas. Pero esto ya no es una opción para los propietarios contemporáneos: una posición más elevada normalmente significaría colisionar con la propiedad de otra persona.

Casi todos los años, Thielér pasa aproximadamente un mes en el mar recopilando información sobre la geología litoral. El barco pasa un sónar de barrido lateral, perfiladores de reflexión sísmica, y herramientas barométricas sobre las aguas poco profundas de la plataforma continental en un patrón hacia delante y hacia atrás que recuerda al movimiento de una cortadora de césped. Los ecos desvelan la textura, topografía y estructura de los sedimentos del fondo con un increíble detalle.

«Adoro salir al mar. No hay nada mejor que explorar una zona del océano que no ha sido explorada antes»



El Dr. Rob Thielér, geólogo marino en pie frente a la costa de Massachusetts cerca de su oficina de la U.S. Geological Survey en Woods Hole. El Dr. Thielér estudia los procesos de la costa como parte de un equipo de científicos que evalúan la vulnerabilidad de la línea litoral estadounidense frente a la subida del nivel del mar (Cortesía de Rob Thielér y la U.S. Geological Survey).

«Adoro salir al mar. No hay nada mejor que explorar una zona del océano que no ha sido explorada antes», dice Thielér. Mucha de la tecnología que emplea Thielér para estudiar la topografía oceánica se inventó hace solo unas décadas. Por consiguiente, la mayor parte del fondo marino sigue siendo un territorio sin cartografiar.

Thielér combina sus datos marinos con observaciones del terreno como los emplazamientos históricos de las líneas litorales y la elevación de los acantilados y playas. Sus conclusiones pueden ayudar a explicar por qué las olas rompen en ciertos puntos y cómo las corrientes moldean la topografía marina cercana a la costa.

Thielér también ha dado utilidad a sus datos analizando la vulnerabilidad de las líneas de costa estadounidenses ante la elevación del nivel del mar. Ya hay algunos proyectistas que están usando sus conclusiones para adaptarse a la elevación marina. «Antes, con frecuencia se prefería conservar la línea para proteger las propiedades. A medida que mejoramos la comprensión de cómo evolucionan las playas y costas en un momento en el que los niveles del mar están subiendo y el clima está cambiando, la elección ya no es tan sencilla» dice.

Kathleen Wong

playa, y puede transportar arena y cantos rodados centenares o incluso miles de metros cada día. No obstante, una velocidad más típica es de 5 a 10 m por día.

Las olas oblicuas producen también corrientes dentro de la zona de rompiente que fluyen en paralelo a la línea litoral y mueven sustancialmente más sedimento que la deriva litoral. Dado que el agua aquí es turbulenta, estas **corrientes litorales** mueven con facilidad la fina arena suspendida y remueven la grava y la arena más grande a lo largo del fondo. Cuando el sedimento transportado por las corrientes litorales se añade a la cantidad movida por la deriva litoral, la cantidad total puede ser muy grande. En Sandy Hook, Nueva Jersey, por ejemplo, la cantidad de arena transportada a lo largo de la costa durante un periodo de 48 años ha sido de una media de casi 750.000 toneladas al año. Durante un periodo de 10 años, en Oxnard, California, se movieron más de 1,5 millones de toneladas de sedimento a lo largo de la costa cada año.

Tanto los ríos como las zonas costeras mueven agua y sedimento de una zona (*corriente arriba*) a otra (*corriente abajo*). Por consiguiente, la playa se ha caracterizado a menudo como un «río de arena». La deriva y las corrientes litorales, sin embargo, se mueven en zigzag, mientras que los ríos fluyen en gran parte de una manera turbulenta, arremolinada. Además, la dirección de flujo de las corrientes litorales a lo largo de la línea litoral puede cambiar, mientras que los ríos fluyen en la misma dirección (descendente). La dirección de las corrientes litorales cambia porque la dirección en la que las olas se aproximan a la playa cambia según la estación. No obstante, las corrientes litorales fluyen, en general, hacia el sur a lo largo de las costas atlántica y pacífica de los Estados Unidos.

Corrientes de retorno (resaca)

Las **corrientes de retorno** son movimientos concentrados de agua que fluyen en la dirección *opuesta* a las olas rompientes¹. Casi toda la resaca de las olas agotadas vuelve al océano abierto como un flujo libre a lo largo del fondo oceánico denominado *flujo laminar*. Sin embargo, a veces una parte del agua de retorno viaja hacia el mar como corrientes de retorno superficiales. Estas corrientes no suelen superar la zona de arrastre antes de romperse y pueden reconocerse por cómo interfieren con las olas entrantes o por el sedimento que casi siempre está en suspensión dentro de la corriente de retorno (Figura 20.12). Pueden suponer un peligro para los bañistas, ya que si se ven atrapadas en una, pueden ser arrastrados en dirección opuesta a la costa. La



FIGURA 20.12. La resaca (corriente de retorno flecha roja), se extiende lejos de la costa e interfiere con las olas que llegan. Como indica el cartel de peligro, las corrientes de retorno pueden ser peligrosas (Foto de A. P. Trujillo/APT Photos).

mejor estrategia para salir de una corriente de retorno es nadar en *paralelo* a la costa unas decenas de metros.

ESTRUCTURAS DE LA LÍNEA DE COSTA

Puede observarse una fascinante variedad de estructuras de la línea litoral a lo largo de las regiones costeras del mundo. Estas estructuras de la línea litoral varían según el tipo de rocas expuestas a lo largo de la costa, la intensidad de la actividad de las olas, la naturaleza de las corrientes litorales y si la costa es estable, se hunde o se eleva. Las estructuras que deben su origen principalmente al trabajo de la erosión se denominan *formas de erosión*, mientras que las acumulaciones de sedimento producen *formas deposicionales*.

Formas de erosión

Muchas formas costeras deben su origen a procesos erosivos. Estas formas de erosión son habituales a lo largo de la costa accidentada e irregular de Nueva Inglaterra y en las líneas de costa empinadas del litoral occidental de Estados Unidos.

Acantilados litorales, plataformas de abrasión y rasas

Los **acantilados litorales** se originan mediante la acción erosiva del oleaje contra la base del terreno costero. A medida que progresa la erosión, las rocas que sobresalen por la socavación de la base del acantilado se desmoronan con el oleaje, y el acantilado retrocede. El acantilado en recesión deja detrás una superficie relativamente plana en forma de banco, denominada **plataforma de abrasión** (Figura 20.13, *izquierda*). La

¹ A veces, las corrientes de retorno son incorrectamente denominadas *mareas de retorno*, pese a que no están relacionadas con las mareas.



FIGURA 20.13. Una plataforma de abrasión y una rasa. La plataforma de abrasión se expone cuando baja la marea en la costa californiana de Bolinas Point, cerca de San Francisco. Esta plataforma se ha elevado para crear la rasa (Foto de John S. Shelton).

plataforma se amplía a medida que las olas continúan su ataque. Algunos de los derrubios producidos por las olas rompientes quedan a lo largo del agua como sedimento en la playa, mientras que el resto es transportado mar adentro. Si una plataforma de abrasión se eleva por encima del nivel del mar debido a las fuerzas tectónicas, se convierte en una **rasa** (Figura 20.13, derecha). Las rasas se reconocen con facilidad por su forma ligeramente inclinada hacia el mar y suelen ser lugares ideales para construir carreteras y edificios en la costa o para la agricultura.

Arcos y chimeneas litorales

Los frentes de tierra que se extienden en el mar son vigorosamente atacados por las olas como consecuencia de la

refracción. El oleaje erosiona selectivamente la roca, gastando a mayor velocidad la roca fracturada más blanda y más elevada. Al principio, se pueden formar cuevas marinas. Cuando cuevas de lados opuestos de una unidad se unen, se produce un **arco litoral**. Al final, el arco se hunde dejando un resto aislado, o **chimenea litoral**, en la plataforma de abrasión (Figura 20.14). Con el tiempo, también será consumida por la acción de las olas.

Formas deposicionales

El sedimento erosionado de la playa es transportado a lo largo de la costa y depositado en zonas donde la energía de las olas es baja. Esos procesos producen una variedad de formas deposicionales.



FIGURA 20.14. Un arco y una chimenea litoral en la punta de la Península de Baja California mexicana (Foto de Mark A. Johnson/The Stock Market).

Flechas, barras y tómbolos

Donde la deriva y las corrientes litorales son activas pueden desarrollarse varias estructuras relacionadas con el movimiento de los sedimentos a lo largo de la costa. Una **flecha** es una acumulación alargada de arena que se proyecta desde la tierra a la desembocadura de una bahía adyacente. A menudo, el extremo situado en el agua se curva hacia la tierra en respuesta a la dirección dominante de la corriente litoral (Figura 20.15). Se aplica la expresión **barra de bahía** a una barra de arena que atraviesa por completo una bahía, cerrándola al mar abierto (Figura 20.15). Estas estructuras tienden

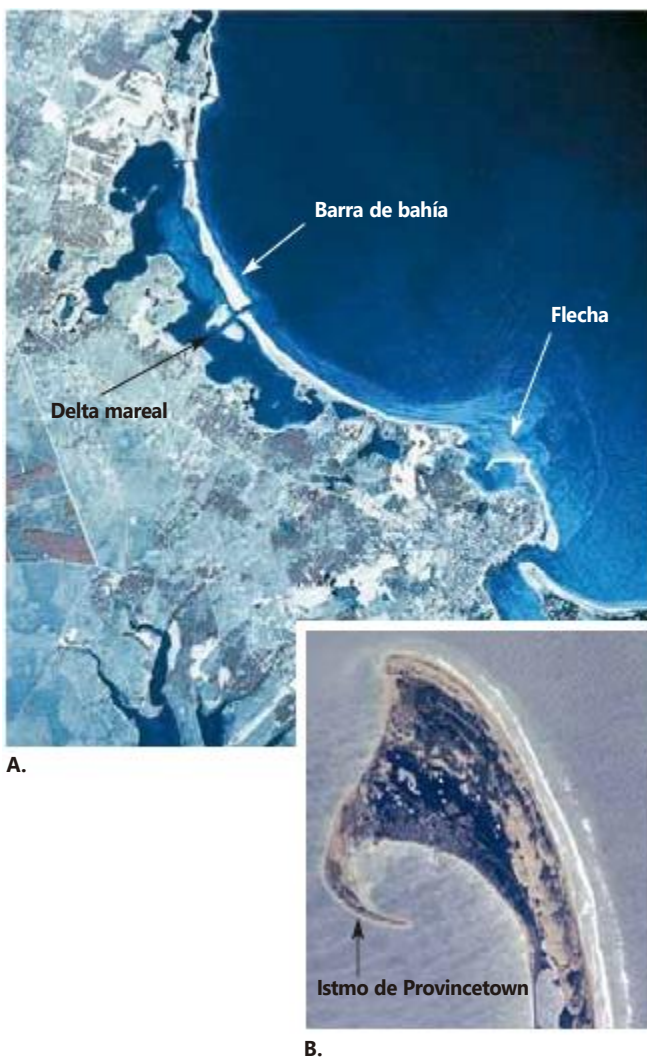


FIGURA 20.15. A. Imagen desde gran altitud de una flecha bien desarrollada y una barra de bahía a lo largo de la costa de Martha's Vineyard, Massachusetts. Nótese también el delta mareal en la laguna adyacente a la ensenada a través de la barra de bahía (Imagen cortesía de USDA-ASCS). B. Esta fotografía, tomada desde la Estación espacial internacional, muestra el istmo de Provincetown situado en la punta de Cave Cod. ¿Podríamos encontrar esta forma en la imagen por satélite de la Figura 20.2A? (Imagen de la NASA).

a formarse a través de bahías donde las corrientes son débiles, lo que permite que una flecha se extienda de un lado a otro. Un **tómbolo** (*tombolo* = montón), acumulación de arena que conecta una isla con tierra firme o con otra isla, actúa como un istmo, y se forma de una manera muy parecida a una flecha.

Islas barrera

Las llanuras atlánticas y de la costa del Golfo son relativamente planas y con suave pendiente hacia el mar. La zona litoral se caracteriza por las **islas barrera**. Estas crestas de arena transcurren en paralelo a la costa a distancias comprendidas entre 3 y 30 km del litoral. Desde Cape Cod, Massachusetts, hasta Padre Island, Texas, casi 300 islas barrera bordean la costa (Figura 20.16).

La mayor parte de las islas barrera tiene una anchura comprendida entre 1 y 5 km y una longitud de 15 a 30 km. Los elementos más elevados son las dunas de arena, que normalmente alcanzan altitudes de 5 a 10 m; en unas pocas zonas, las dunas no cubiertas de vegetación tienen altitudes de más de 30 m. Las lagunas que separan estas estrechas islas de la costa representan zonas de agua relativamente tranquila que permite a la pequeña embarcación que va de Nueva York al norte de Florida evitar las agitadas aguas del Atlántico norte.

Las islas barrera se forman probablemente de varias maneras. Algunas se originan como flechas que, posteriormente, se van separando del continente por la erosión de las olas o por la elevación general del nivel del mar después del último episodio glaciar. Otras se crean cuando las aguas turbulentas de la línea de olas rompiendo acumulan la arena levantada del fondo. Dado que estas barreras de arena se elevan por encima del nivel del mar, el apilamiento de arena es probablemente consecuencia del trabajo de olas de tormenta durante la marea alta. Por último, algunas islas barrera pudieron ser antes crestas de dunas de arena que se originaron a lo largo de la costa durante el último periodo glaciar, cuando el nivel del mar era más bajo. Cuando los glaciares de casquete se derritieron, el nivel del mar se elevó e inundó el área situada detrás del complejo playa-duna.

Evolución de la costa

Una línea litoral experimenta continuas modificaciones con independencia de su configuración inicial. Al principio, las líneas litorales son, en su mayoría, irregulares, aunque el grado de irregularidad y su motivo puedan variar considerablemente de un lugar a otro. A lo largo de una línea litoral caracterizada por una geología variada, el oleaje, de movimientos violentos, puede aumentar al principio su irregularidad porque las olas erosionarán con más facilidad las rocas más débiles que las más fuertes. Sin embargo, si la línea litoral se



FIGURA 20.16. Casi 300 islas barrera bordean las costas atlántica y del Golfo. Las islas situadas a lo largo de la costa de Carolina del Norte son ejemplos excelentes (Foto de Michael Collier).

mantiene estable, la erosión y la sedimentación marinas acabarán por producir una costa más recta y regular. En la Figura 20.17 se ilustra la evolución de una costa ini-

cialmente irregular. A medida que las olas erosionan los

entrantes, creando acantilados y plataformas de erosión, el sedimento se transporta a lo largo de la costa. Algo del material se deposita en la bahía, mientras que otros derrubios van a formar flechas y barras de bahía.

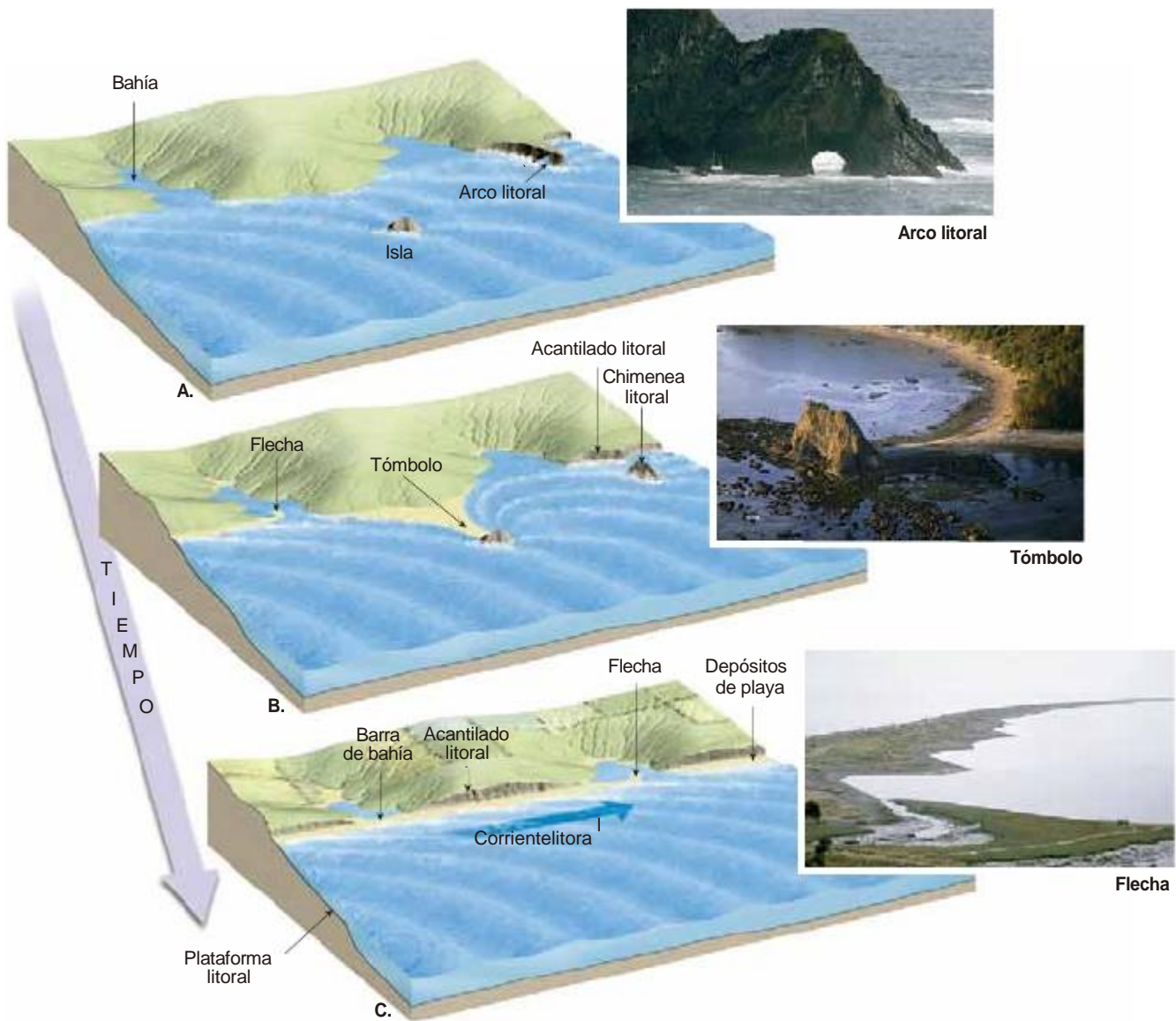


FIGURA 20.17. Estos diagramas ilustran los cambios que pueden tener lugar con el tiempo a lo largo de una línea de costa inicialmente irregular que se mantiene relativamente estable. La línea de costa mostrada en la parte **A** evoluciona gradualmente a **B**, luego a **C** y luego a **D**. El diagrama sirve también para ilustrar muchas de las características descritas en la sección sobre características de la línea de costa (Fotos A y C por E. J. Tarbuck; Foto B por Michael Collier).

Al mismo tiempo, los ríos llenan las bahías con sedimentos. Por último, resulta una costa generalmente recta y suave.

ESTABILIZACIÓN DE LA COSTA



SHORELINES
Waves and Beaches

En la actualidad, la zona costera es un hervidero de actividad humana. Por desgracia, las personas a menudo

tratan la línea litoral como si fuese una plataforma estable sobre la cual pueden edificarse estructuras con total seguridad. Esta actitud significa un riesgo tanto para las personas como para la línea litoral. Muchas plataformas costeras son estructuras relativamente frágiles, de vida corta, que resultan dañadas con facilidad por el desarrollo. Y, como sabe cualquiera que haya soportado una tormenta tropical, la línea litoral no es siempre un lugar seguro para vivir. Examinaremos esta última idea con más detenimiento en la sección «Huracanes: el máximo peligro de la costa».

En comparación con los peligros naturales, como los terremotos, las erupciones volcánicas y los corrimientos

de tierra, la erosión de la línea litoral suele percibirse como un proceso más continuo y predecible que parece causar daños relativamente modestos en zonas limitadas. En realidad, la línea litoral es un lugar dinámico que puede cambiar rápidamente en respuesta a las fuerzas naturales. Tormentas excepcionales son capaces de erosionar las playas y los acantilados a velocidades que exceden con mucho la media a largo plazo. Estos estallidos de erosión acelerada pueden tener un efecto significativo sobre la evolución natural de una costa; también pueden tener un profundo impacto sobre las personas que residen en la zona costera (Figura 20.18). La erosión a lo largo de nuestras costas causa daños significativos a las propiedades. Anualmente se gastan grandes cantidades de dinero no solo en reparar los daños, sino también en evitar o controlar la erosión. Sin lugar a dudas, la erosión de la línea litoral, que es ya un hecho en muchos sitios, se convierte en un problema cada vez más grave a medida que continúa el desarrollo costero extensivo.

Aunque los mismos procesos producen cambios a lo largo de todas las costas, no todas las costas responden de la misma manera. Las interacciones entre los diferentes procesos y la importancia relativa de cada proceso dependen de factores locales. Estos factores son: (1) proximidad de una costa a ríos cargados de sedimentos; (2) grado de actividad tectónica; (3) topografía y composición del terreno; (4) vientos y condiciones meteorológicas predominantes, y (5) configuración de la línea litoral y de las áreas próximas al litoral.

Durante los últimos cien años, la creciente afluencia y demanda de ocio han acarreado un desarrollo sin

precedentes en muchas áreas costeras. A medida que ha aumentado el número y el valor de las edificaciones, de la misma manera lo han hecho los esfuerzos para proteger la propiedad de las olas de tormenta. También, el control de la migración natural de la arena es una lucha constante en muchas áreas costeras mediante la estabilización de la costa. Dicha interferencia puede traducirse en cambios no deseados difíciles y caros de corregir.

Estabilización firme

Las estructuras construidas para proteger una costa de la erosión o para impedir el movimiento de arena a lo largo de una playa se denominan **estabilización firme**. La estabilización firme puede adoptar muchas formas y suele provocar resultados predecibles aunque no deseados. La estabilización firme incluye, entre otros, los malecones, los espigones, los rompeolas y los diques.

Malecones

Tempranamente, en la historia estadounidense, un objetivo principal en las áreas de costa fue el desarrollo y el mantenimiento de los puertos. En muchos casos, esto implicaba la construcción de sistemas de malecones. Los **malecones** suelen construirse en parejas y extenderse en el océano en los lugares de entrada de ríos y puertos. Al confinar el flujo de agua a una zona estrecha, el flujo y el refluo causados por la subida y bajada de las mareas mantienen la arena en movimiento e impiden la sedimentación en el cauce. Sin embargo, como se ilustra en la Figura 20.19, el malecón puede actuar como una presa



FIGURA 20.18. La erosión de las olas causada por las tormentas obligó a abandonar esta línea litoral muy edificada en Long Island, Nueva York. Las zonas costeras son lugares dinámicos que pueden cambiar rápidamente en respuesta a las fuerzas de la naturaleza (Foto de Mark Wexler/Woodfin Camp Associates).



FIGURA 20.19. Se construyen malecones en las entradas de los ríos y los puertos, y están pensados para evitar la sedimentación en el cauce de navegación. Los malecones interrumpen el movimiento de la arena realizado por la deriva de la playa y las corrientes litorales. Se produce erosión de la playa corriente abajo del lugar donde se encuentra la estructura. La foto es una vista aérea de los malecones de Santa Cruz, California (Foto del Cuerpo de Ingenieros del Ejército estadounidense).

contra la cual la corriente y la deriva litorales depositan la arena. Al mismo tiempo, la actividad de las olas extrae arena del otro lado. Dado que el otro lado no está recibiendo arena nueva, pronto dejará de haber playa.

Espigones

Para mantener o ensanchar las playas que están perdiendo arena, a veces se construyen espigones. Un **espigón** es una barrera construida en ángulo recto a la playa para atrapar la arena que se mueve en paralelo a la costa. Los espigones suelen construirse con rocas grandes, escollera, pero también pueden estar formados por madera. Estas estructuras, a menudo, realizan su trabajo con tanta eficacia que la corriente litoral más allá del espigón carece en absoluto de arena. Como consecuencia, la corriente erosiona la arena de la playa en el lado a favor de la corriente del espigón.

Para compensar este efecto, los propietarios de construcciones situadas corriente abajo de la estructura pueden levantar espigones en su propiedad. De esta manera, se multiplica el número de espigones, lo que da lugar a un *campo de espigones* (Figura 20.20). Un ejemplo de esta proliferación es la línea litoral de Nueva Jersey, donde se han edificado centenares de estas estructuras. Como se ha demostrado que los espigones no proporcionan a menudo una solución satisfactoria, ya no son el método preferido para mantener a raya la erosión de las playas.

Rompeolas y diques

La estabilización firme puede construirse también en paralelo a la línea litoral. Una estructura de este tipo es un **rompeolas**, cuyo propósito es proteger los barcos



FIGURA 20.20. Varios espigones a lo largo de la línea de costa cerca de Chichester, Sussex, Reino Unido (Foto por Sandy Stockwell/London Aerial Photo Library/Corbis).

de la fuerza de las grandes olas rompientes creando una zona de agua tranquila cerca de la línea litoral. Sin embargo, cuando se hace esto, la reducción de la actividad de las olas a lo largo de la costa por detrás de la estructura puede permitir la acumulación de arena. Si esto ocurre, la dársena acabará llenándose de arena mientras que la playa corriente abajo se erosiona y retrocede. En Santa Mónica, California, donde la construcción de un rompeolas originó este problema, la ciudad tuvo que instalar una draga para eliminar la arena de la zona de agua tranquila protegida y depositarla hacia debajo de la playa, donde las corrientes litorales y la deriva de playa podrían volver a poner en circulación la arena (Figura 20.21).

Otro tipo de estabilización firme construida paralela a la línea litoral es un **dique**, que se diseña para acorazar la costa y defender la propiedad de la fuerza de las olas rompientes. Las olas dispersan mucha de su energía atravesando la playa abierta. Los diques acortan este proceso reflejando la fuerza de las olas en dirección al mar. Como consecuencia, la playa del lado situado en la dirección del mar del dique experimenta una significativa erosión y puede, en algunos casos, ser eliminada del todo (Figura 20.22). Una vez reducida la anchura de la playa, el dique es sometido a un bombardeo incluso mayor por parte de las olas. Finalmente este bombardeo hará que se caiga el muro y deberá construirse uno más grande y caro para reemplazarlo.



FIGURA 20.21. Vista aérea de un rompeolas en Santa Mónica, California. El rompeolas parece una delgada línea en el agua tras los muchos barcos que están anclados. La construcción del rompeolas interrumpió el transporte litoral y provocó el crecimiento de la playa hacia el mar (Foto por John S. Shelton).

Se cuestiona cada vez más la cordura de construir estructuras protectoras transitorias a lo largo de las líneas de costa. Las opiniones de muchos científicos e ingenieros especializados en este tema se expresan en el siguiente extracto de un artículo que se presentó en una conferencia sobre la erosión de la línea litoral estadounidense:



FIGURA 20.22. Seabright, en el norte de Nueva Jersey, contaba con una amplia playa arenosa. Se construyó un dique de unos 5 a 6 m de altura y 8 km de largo para proteger la ciudad y los raíles del tren que traían a los turistas a la playa. Como puede observarse, tras construir el dique la playa se estrechó de forma extraordinaria (Foto por Rafael Macia/Photo Researchers, Inc.).

Resulta ahora evidente que la interrupción del retroceso de la línea litoral con estructuras protectoras beneficia solo un poco y degrada gravemente o destruye la playa natural y el valor que tiene para la mayoría. Las estructuras protectoras desvían de manera transitoria la energía del océano de las propiedades privadas, pero normalmente reconcentran esa energía sobre las playas naturales adyacentes. Muchas interrumpen el flujo natural de arena en las corrientes costeras, robando a muchas playas la arena de sustitución que les es vital².

Alternativas a la estabilización firme

Acorazar la costa con estabilización firme tiene varios inconvenientes posibles, como el coste de la estructura y la pérdida de arena en la playa. Entre las alternativas a la estabilización firme se cuentan la alimentación de playa y el traslado.

Alimentación de playa

La **alimentación de playa** representa un enfoque para estabilizar las arenas de la línea litoral sin estabilización firme. Como implica la propia expresión, esta práctica significa simplemente la adición de grandes cantidades de arena al sistema de playas (Figura 20.23). Al crear playas en dirección al mar, se mejoran a la vez la calidad de la playa y su protección contra las tormentas. La alimentación de playa, sin embargo, no es una solución permanente al problema del encogimiento de las playas. Los mismos procesos que eliminaron la arena la primera vez acabarán eliminando la arena de sustitución también. Además, la alimentación de playa es muy cara porque deben transportarse enormes volúmenes de arena a la playa desde las zonas litorales, próximas a los ríos o de otras fuentes. Orrin Pilkey, un respetado científico costero, describe la situación de la siguiente forma:

La alimentación puede realizarse en playas a ambos lados del continente, pero la mayoría del gasto en dólares y arena se ha realizado en las islas de barrera de la Costa Este entre la costa meridional de Long Island, N.Y., y la Florida del sur. Sobre esta extensión de la línea litoral, las comunidades han añadido unos 382 millones de metros cúbicos de arena en 195 playas en 680 veces. Algunas playas se han vuelto a alimentar hasta 20 veces desde 1965. Se ha vuelto a alimentar Virginia Beach más de 50 veces. La alimentación de playas normalmente cuesta entre 2 millones de dólares y 50 millones por milla³.



A.



B.

FIGURA 20.23. Miami Beach. **A.** Antes de la alimentación de playa y **B.** Después de la alimentación de playa (Cortesía del Cuerpo de Ingenieros del Ejército estadounidense, distrito de Vicksburg).

En algunos casos, la alimentación de playa puede inducir efectos ambientales no deseados. Por ejemplo, el volver a llenar la playa Waikiki, Hawai, precisó la sustitución de arena calcárea gruesa por arena calcárea más blanda y fangosa (lodosa). La destrucción de la arena blanda por las olas rompientes aumentó la turbidez del agua y destruyó los arrecifes de coral situados a corta distancia de la costa. En Miami Beach, el aumento de la turbidez dañó también las comunidades coralinas locales.

La alimentación de playa parece ser una solución viable desde el punto de vista económico a largo plazo para el problema de conservación de la playa solo en áreas donde exista un desarrollo denso, grandes suministros de arena, energía de las olas relativamente baja y preocupaciones ambientales reconciliables. Por desgracia, pocas áreas poseen todos estos atributos.

² «Strategy for Beach Preservation Proposed», *Geotimes* 30 (núm. 12, diciembre de 1985), 15.

³ «Beaches Awash with Politics», *Geotimes*, julio de 2005, 38-39.

Traslado

En lugar de construir estructuras como espigones y diques para mantener la playa en su lugar, o añadir arena para rellenar las playas erosionadas, existe otra opción. Muchos científicos y planificadores de la costa están reclamando una política que pase de proteger y reconstruir las playas y las propiedades costeras en áreas de gran riesgo a *trasladar* los edificios dañados por la tormenta en esos lugares y dejar que la naturaleza recupere la playa (véase Recuadro 20.1). Este enfoque es similar al adoptado por el gobierno federal para las llanuras de inundación de los ríos después de las devastadoras inundaciones del río Mississippi de 1993 en las cuales se abandonaron las estructuras vulnerables y se recolocaron en un terreno más alto y más seguro.

Estas propuestas, por supuesto, son controvertidas. La gente con inversiones significativas cerca de la costa se estremece ante la idea de no volver a edificar y defender las estructuras costeras de la furia erosiva del mar. Otros, sin embargo, sostienen que, con la elevación del nivel del mar, el impacto de las tormentas costeras no hará más que empeorar en las décadas venideras. Este grupo defiende el abandono y traslado de las estructuras dañadas a menudo para mejorar la seguridad personal y reducir los costes. No cabe duda de que estas ideas concentrarán mucho del estudio y los debates cuando los estados y las comunidades evalúen y revisen las políticas de uso del terreno costero.

PROBLEMAS DE EROSIÓN A LO LARGO DE LAS COSTAS ESTADOUNIDENSES

La línea litoral a lo largo de la costa pacífica de Estados Unidos es notablemente diferente de la que caracteriza las regiones costeras atlánticas y de la costa del Golfo. Algunas de las diferencias están relacionadas con la tectónica de placas. La costa occidental representa el borde guía de la placa norteamericana y, debido a ello, experimenta levantamiento y deformación activa. Por el contrario, la costa este es una región tectónicamente tranquila que está lejos de cualquier borde de placa activa. Debido a esta diferencia geológica básica, la naturaleza de los problemas de erosión a lo largo de la costa es diferente a los dos lados de Norteamérica.

Costas atlántica y del Golfo

Gran parte del desarrollo costero a lo largo de las costas atlántica y del Golfo se ha producido en islas barrera. Normalmente, las islas barrera, también denominadas *playas barrera* o *barreras costeras*, consisten en una playa

amplia que está cubierta por dunas y separada del continente por lagunas pantanosas. Las amplias extensiones de arena y la exposición al océano han transformado las islas barrera en sitios extraordinariamente atractivos para el desarrollo. Por desgracia, el desarrollo ha tenido lugar más deprisa que nuestro conocimiento sobre la dinámica de las islas barrera.

Dado que las islas barrera miran al océano abierto, reciben toda la fuerza de las grandes tormentas que golpean la costa. Cuando se produce una tormenta, las barreras absorben la energía de las olas fundamentalmente a través del movimiento de la arena. Este proceso y el dilema que produce se han descrito como sigue:

Las olas pueden mover la arena desde la playa a áreas mar adentro o, por el contrario, a las dunas; pueden erosionar las dunas, depositando la arena en la playa o llevándola hacia el mar; o pueden transportar la arena desde la playa y las dunas a las ciénagas de detrás de la barrera, un proceso conocido como lavado superficial. El factor común es el movimiento. Exactamente igual a como una caña flexible puede sobrevivir a un viento que destruye un roble, las barreras sobreviven a huracanes no a través de una fuerza inconmensurable, sino adelantándose a la tormenta.

Esta imagen cambia cuando se levanta una barrera para la construcción de hogares o a modo de recurso. Las olas de tormenta que previamente saltaban con furia y sin perjuicio a través de los huecos que quedaban entre las dunas ahora encuentran edificios y carreteras. Además, dado que la naturaleza dinámica de las barreras se percibe fácilmente solo durante las tormentas, los propietarios de las casas tienden a atribuir el daño a una tormenta concreta, más que a una movilidad básica de las barreras costeras. Al estar en juego sus hogares o sus inversiones, es más probable que los residentes busquen mantener la arena en su lugar y las olas en la bahía que admitir que no fue adecuado iniciar el desarrollo urbanístico en ese lugar⁴.

Costa del Pacífico

Al contrario que las llanuras costeras atlánticas y del Golfo, amplias y de suave pendiente, gran parte de la costa del Pacífico se caracteriza por playas relativamente estrechas que están cubiertas por acantilados escarpados y cordilleras montañosas. Recordemos que el borde occidental norteamericano es una región más escarpada y tectónicamente activa que el borde oriental. Debido al levantamiento continuo, un ascenso del nivel del mar en el oeste no es tan fácilmente aparente. No obstante, como los problemas de erosión de la línea litoral a los que se enfrentan las islas barrera del este, las dificultades de la costa oeste también derivan en gran medida de la alteración de un sistema natural por el ser humano.

⁴ Frank Lowenstein, «Beaches or bedrooms - the choice as sea level rises», *Oceanus* 28 (núm. 3, otoño 1985), 22.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

La mudanza del siglo: la recolocación del faro del cabo Hatteras*

RECUADRO 20.1

A pesar de los esfuerzos por proteger las estructuras demasiado próximas a la costa, todavía pueden estar en peligro de ser destruidas por las líneas de costa en retroceso y el poder destructivo de las olas. Este fue el caso de uno de los puntos de referencia más prominentes de Estados Unidos: el faro rayado del cabo Hatteras, en Carolina del Norte, que tiene 21 plantas de altura y es el faro más alto del país.

El faro se construyó en 1870 en la isla de barrera del cabo Hatteras a 457 m de la línea de costa para guiar a los marineros a través de los peligrosos bajos litorales conocidos como el «Cementerio del Atlántico». Conforme la isla de barrera empezó a migrar hacia el continente, su playa se redujo. Cuando las olas empezaron a chocar a solo 36 m de su base de ladrillo y granito, preocupó el hecho de que incluso un huracán de fuerza moderada podría provocar erosión de la playa suficiente como para derribar el faro.

En 1970 la Marina estadounidense construyó tres espigones delante del faro en un esfuerzo por proteger la playa de la erosión ulterior. Al principio, los espigones ralentizaron la erosión, pero interrumpieron el flujo de

arena en la zona de rompiente, lo cual provocó el allanamiento de las dunas próximas y la formación de una bahía al sur del faro. Los intentos de aumentar la anchura de la playa delante del faro fueron, entre otros, la alimentación de playa y los lechos litorales artificiales de algas; ambos intentos de ensanchar la playa de manera sustancial fracasaron. En los años 80, el Cuerpo de Ingenieros del Ejército propuso construir un dique masivo de piedra alrededor del faro, pero decidió que la costa erosionada acabaría retirándose por debajo de la estructura, dejándola desamparada en el mar en su propia isla. En 1988 la Academia Nacional de Ciencias determinó que la línea de costa que se extiende delante del faro se retiraría hasta destruir el faro y recomendó el traslado de la torre, de la misma manera que se había hecho con faros más pequeños. En 1999, el Servicio del Parque Nacional, que es propietario del faro, acabó autorizando el traslado de la estructura a un lugar más seguro (Figura 20.A).

El traslado del faro, que pesa 4.395 toneladas métricas, se llevó a cabo recortándolo desde su base y depositándolo con cuidado en una plataforma de vigas de acero colocadas en carretillas con ruedas. Una vez sobre

la plataforma, fue transportado a lo largo de una vía de acero especialmente diseñada utilizando una serie de martillos hidráulicos. Se desbrozó un pasillo de vegetación para formar una pista a lo largo de la cual el faro se desplazaba 1,5 m cada vez; se desmontaba la vía dejada atrás y se montaba de nuevo delante de la torre a medida que esta avanzaba. En menos de un mes, el faro fue trasladado con cautela 884 m desde su posición original, convirtiéndolo en una de las mayores estructuras jamás trasladadas satisfactoriamente.

Después de su traslado de 12 millones de dólares, ahora el faro se encuentra en un bosque de robles y pinos (Figura 20.B). Aunque ahora se eleva muy tierra adentro, la elevación ligeramente mayor de la luz lo hace visible hasta el mar, donde continúa advirtiendo a los marineros de los peligrosos bajos. A la velocidad actual de retroceso de la línea de costa, el faro debería estar a salvo de la amenaza de las olas durante al menos otro siglo.

El profesor Alan P. Trujillo, de Palomar College, preparó este recuadro.



FIGURA 20.A. Cuando el faro del cabo Hatteras de Carolina del Norte fue amenazado por la erosión de la línea de costa en 1999, fue trasladado a 488 m de la línea de costa (Foto de Don Smetzer/PhotoEdit Inc.).



FIGURA 20.B. El faro del cabo Hatteras después de haber sido trasladado 884 m desde la línea litoral. En su nuevo emplazamiento debería estar seguro unos 50 años o más (Foto cortesía de Drew Wilson, *Virginian-Pilot*, copyright 1999).

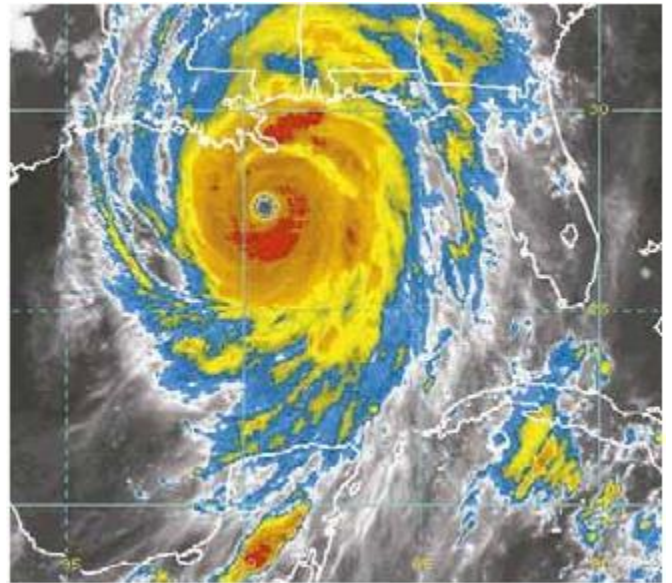
Un problema importante con el que se enfrenta la costa del Pacífico, y especialmente porciones del sur de California, es un estrechamiento significativo de muchas playas. La mayor parte de la arena de muchas de esas playas es suministrada por ríos que la transportan de las montañas a la costa. Con los años, este flujo natural de material hasta la costa ha sido interrumpido por las presas construidas para el regadío y control de las inundaciones. Los embalses atrapan eficazmente la arena que, de lo contrario, alimentaría el entorno de la playa. Cuando las playas eran más anchas, servían para proteger los acantilados de la fuerza de las olas de tormenta. Ahora, sin embargo, las olas atraviesan las estrechadas playas sin perder mucho de su energía y producen una erosión más rápida en los acantilados marinos.

Aunque el retroceso de los acantilados proporciona material para sustituir algo de la arena atrapada detrás de las presas, también pone en peligro las casas y las carreteras construidas en los riscos. Además, la construcción sobre los acantilados agrava el problema. La urbanización aumenta la escorrentía que, si no se controla con cuidado, puede provocar una grave erosión. El césped y los jardines de riego añaden cantidades significativas de agua a la pendiente. Esta agua percola hacia la base del acantilado, donde puede surgir en pequeños rezumaderos. Esta acción reduce la estabilidad de la pendiente y facilita los procesos gravitacionales.

La erosión de la línea litoral a lo largo del Pacífico varía considerablemente de un año para otro, en gran medida debido al desarrollo esporádico de tormentas. Por consiguiente, cuando se producen los episodios infrecuentes, pero graves, de erosión, se atribuye el daño a las inusuales tormentas y no al desarrollo costero o a las presas de retención de sedimentos que puedan estar situadas a grandes distancias. Si, como se predice, el nivel del mar se eleva a un ritmo creciente en los años venideros, cabe esperar un aumento de la erosión de las líneas de costa y de la retirada de los acantilados a lo largo de muchas partes de la costa del Pacífico. La vulnerabilidad de la costa a la elevación del nivel del mar se examina con más detalle como parte de la discusión sobre las posibles consecuencias del cambio climático en el Capítulo 21 sobre el «Cambio climático global».

LOS HURACANES: EL MÁXIMO PELIGRO EN LA COSTA

Los ciclones tropicales en espiral que en ocasiones tienen velocidades eólicas superiores a los 300 km por hora se conocen en Estados Unidos como *huracanes*: las mayores tormentas de la Tierra (Figura 20.24). En el Pacífico occidental son denominados *tifones*, y en el océano Índico se llaman simplemente *ciclones*. No importa qué nombre



A.



B.

FIGURA 20.24. Imágenes por satélite del huracán Katrina a finales de agosto de 2005, poco antes de que devastara la costa del Golfo. **A.** Imagen de infrarrojos con el color intensificado del satélite GOES-este. La actividad más intensa está asociada a los colores rojo y naranja. **B.** Una imagen más tradicional del satélite *Terra* de la NASA (NASA).

se utilice, estas tormentas se cuentan entre los desastres naturales más destructivos. Cuando un huracán llega a tierra, es capaz de aniquilar las zonas costeras y causar la muerte a decenas de miles de personas.

Afortunadamente cuando el huracán Ike llegó a Tierra a lo largo de la costa tejana cerca de Galveston el 13 de septiembre de 2008, las muertes fueron relativamente pocas. Dado que las previsiones fueron exactas y los avisos se emitieron a tiempo, decenas de miles de

personas fueron evacuadas de las zonas más vulnerables antes de que llegara la tormenta. Aún así, los daños en la zona de costa y en el interior fueron sustanciales y costosos (Figura 20.25).

Por el lado positivo, los huracanes proporcionan precipitaciones esenciales sobre las diferentes zonas que cruzan. Así, mientras que un dueño de una cadena hotelera en la costa de Florida puede temer la llegada de la temporada de huracanes, un granjero en Japón puede estar deseando que llegue.

La gran mayoría de muertes y daños relacionados con los huracanes son provocados por tormentas relativamente infrecuentes aunque potentes. En la Tabla 20.1 se enumeran los huracanes más letales que han azotado los Estados Unidos entre 1900 y 2009. Una tormenta que azotó la confiada población de Galveston, Texas, en 1900 no solo fue el huracán más mortal que nunca se haya producido en Estados Unidos, sino que es el desastre natural *de cualquier tipo* más mortífero que ha afectado a este país. Por supuesto, la tormenta más letal y costosa en la memoria reciente sucedió en agosto de 2005, cuando el huracán

Katrina devastó la costa del Golfo de Luisiana, Mississippi y Alabama. Aunque cientos de miles de personas habían huido antes de que la tormenta tomara tierra, otros miles quedaron atrapados. Además del sufrimiento humano y las trágicas muertes que dejó el huracán Katrina, las pérdidas económicas provocadas por la tormenta son prácticamente incalculables. Hasta agosto de 2005, los 25 mil millones en pérdidas asociados al huracán Andrew en 1992 suponían el desastre natural más costoso de la historia estadounidense. Esta cantidad fue superada muchas veces, una vez calculado el impacto económico del Katrina. Aunque imprecisa, algunos sugieren que la cantidad final podría exceder los 100 mil millones de dólares.

Nuestras costas son vulnerables. La población se está mudando en masa a zonas cercanas al océano. Se prevé que la proporción de población estadounidense que reside en los 75 km de costa en 2010 superará el 50 por ciento. La concentración de cantidades tan grandes de habitantes cerca de la línea de costa significa que los huracanes ponen a millones de personas en peligro. Además, los posibles costes de los daños a la propiedad son increíbles.



FIGURA 20.25. Crystal Beach, Texas, el 16 de septiembre de 2008, tres días después de que el huracán Ike llegara a la costa. Cuando tomó tierra la tormenta contaba con vientos de 165 km por hora. El extraordinario oleaje de tormenta causó la mayor parte de los daños que se ven en la imagen (Foto de Earl Nottingham/Associated Press).

Tabla 20.1. Los diez huracanes más letales que han azotado los Estados Unidos continentales desde 1900 a 2009.

Rango	Huracán	Año	Categoría	Muertes
1.	Texas (Galveston)	1900	4	8.000
2.	Sureste de Florida (Lago Okeechobee)	1928	4	2.500-3.000
3.	Katrina	2005	4	1.833
4.	Audrey	1957	4	Al menos 416
5.	Florida Keys	1935	5	408
6.	Florida (Miami)/Mississippi/Alabama/Florida (Pensacola)	1926	4	372
7.	Louisiana (Grande Isle)	1909	4	350
8.	Florida Keys/ Sur de Texas	1919	4	287
9. (empate)	Luisiana (Nueva Orleans)	1915	4	275
9. (empate)	Texas (Galveston)	1915	4	275

Esta cantidad podría ser tan elevada como 10.000-12.000

fuente: National Weather Service, National Hurricane Center, OAA Technical Memorandum TPC- .

Perfil de un huracán

La mayor parte de los huracanes se forman entre latitudes de 5 a 20 grados sobre todos los océanos tropicales, menos los del Atlántico sur y el Pacífico sur occidental (Figura 20.26). El Pacífico norte es el que mayor número de tormentas tiene, con una media anual de unas 20. Por fortuna para los habitantes de las zonas costeras del sur y este de Estados Unidos, cada año se forma una media de unos cinco huracanes en la zona cálida del Atlántico norte.

Aunque cada año se desarrollan bastantes perturbaciones tropicales, solo algunas alcanzan la consideración de huracán. Por acuerdo internacional, en un huracán la

velocidad del viento debe superar los 119 km por hora y una circulación giratoria. Los huracanes maduros tienen un promedio de 600 km de diámetro y a menudo se extienden unos 12.000 m sobre la superficie oceánica. Desde el borde exterior al centro, en ocasiones la presión barométrica ha caído hasta 60 milibares, de 1.010 milibares a 950. Las menores presiones registradas en el hemisferio occidental se asocian a estas tormentas.

Un gradiente de presión pronunciado genera los rápidos vientos en forma de espiral del huracán (Figura 20.27). Cuando el aire se precipita al centro de la tormenta, aumenta su velocidad. Esto sucede por la misma razón que cuando los patinadores extienden sus brazos giran más rápidamente que cuando los pegan a su cuerpo.

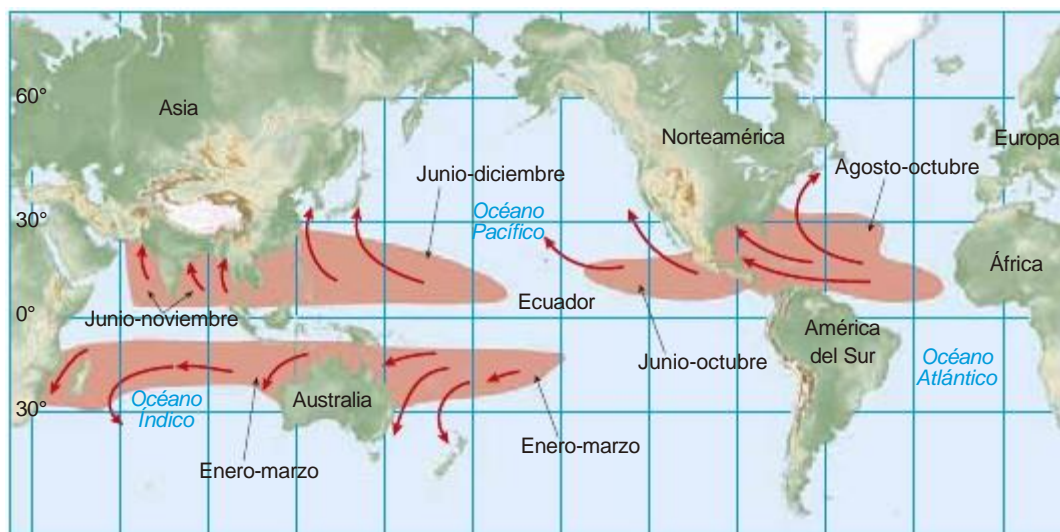


FIGURA 20.26. Este mapa del mundo muestra las zonas donde se forman casi todos los huracanes, así como los principales meses en los que aparecen y los caminos más comunes que toman. Los huracanes no se forman en una franja de unos 5° a ambos lados del ecuador debido al efecto de Coriolis (una fuerza relacionada con la rotación terrestre que hace que las tormentas «giren»). Dado que las cálidas temperaturas de la superficie oceánica son necesarias para la formación de huracanes, casi nunca se originan en torno a los 20° de latitud en dirección a los polos ni sobre las frías aguas del Atlántico Sur y el este del Pacífico Sur.

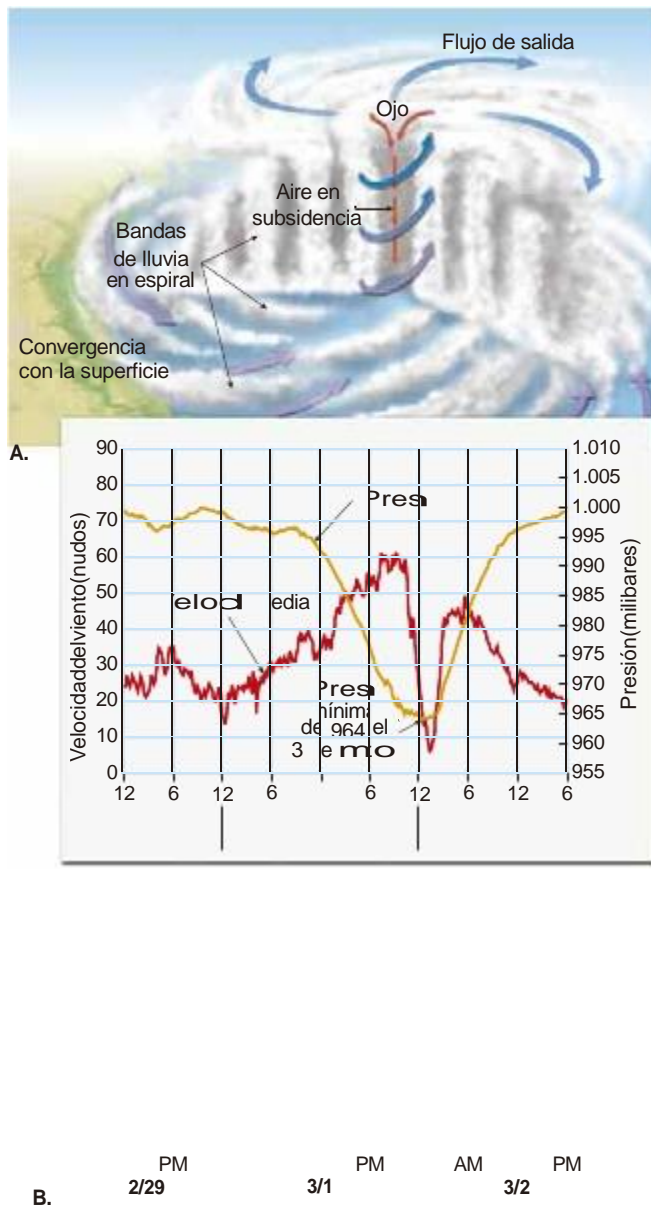


FIGURA 20.27. A. Sección transversal de un huracán. Nótese que la dimensión vertical es muy exagerada. El ojo, zona de calma relativa en el centro de la tormenta, es una característica distintiva del huracán. El aire que se hunde en el ojo se calienta por compresión. Rodeando al ojo está la pared del ojo, la zona donde los vientos y las precipitaciones son más intensas. La humedad tropical que se desplaza en espiral hacia el interior crea bandas de lluvia que giran alrededor del centro de la tormenta. El flujo de salida de aire en la parte superior del huracán es importante porque impide que el flujo convergente de los niveles inferiores «rellene» la tormenta (Después de NOAA). B. Mediciones de la presión superficial y de la velocidad del viento durante el paso del huracán Monty en la estación Mardy en Australia occidental, entre el 29 de febrero y el 2 de marzo de 2004. (Los huracanes son denominados «ciclones» en esta parte del mundo). Los vientos más fuertes se asocian a la pared del ojo, y los más débiles y las presiones más bajas se encuentran en el ojo (Datos de la Organización Meteorológica Mundial).

Cuando la presión interior del aire superficial caliente y húmedo se aproxima al centro de la tormenta,

En el mismo centro de la tormenta se encuentra el **ojo** del huracán (Figura 20.27). Esta conocida parte es una zona de unos 20 km de diámetro donde cesan las precipitaciones y el viento desaparece. Ofrece un breve descanso engañoso del clima extremo que hay en las enormes paredes de nubes curvas que lo rodean. Dentro del ojo el aire suele descender y calentarse por compresión, convirtiéndola en la zona más cálida de la tormenta. Aunque mucha gente piensa que el ojo se caracteriza por claros cielos azules, este no suele ser el caso, ya que es raro que la subsidencia en el ojo sea lo suficientemente fuerte como para producir situaciones sin nubes. Aunque en esta zona el cielo parece mucho más luminoso, las nubes desperdigadas son habituales en los distintos niveles.

Destrucción de los huracanes

La cantidad de daños causados por un huracán depende de varios factores, como el tamaño y la densidad de población de la zona afectada y la forma del fondo oceánico cerca de la costa. Por supuesto, el factor más significativo es la fuerza de la propia tormenta. Mediante el estudio de tormentas en el pasado, se ha establecido

una escala para clasificar las intensidades relativas de los huracanes. Como se indica en la Tabla 20.2, una tormenta de *categoría 5* es la peor posible, mientras que un vira hacia arriba y asciende en un anillo de torres de cumulonimbos (Figura 20.27). Esta pared con forma de rosquilla de intensa actividad convectiva que rodea el centro de la tormenta se denomina **la pared del ojo**, donde tienen lugar las velocidades mayores de los vientos y las precipitaciones más densas. Cerca de la parte superior del huracán, el flujo de aire se dirige hacia fuera, llevándose el aire que se ha elevado lejos del centro de la tormenta, y así se crea espacio para que haya más flujo hacia el interior en la superficie.

huracán de *categoría 1* es el menos grave.

Durante la estación de los huracanes es habitual oír a los científicos, así como a los reporteros, utilizar las cifras de la *escala de huracanes Saffir-Simpson*. Cuando el huracán Katrina tocó tierra, los vientos sostenidos alcanzaban los 225 km por hora, lo que la situaría en la categoría 4. Las tormentas incluidas en la categoría 5 son raras. El huracán Camille, una tormenta que se produjo en 1969 y provocó daños catastróficos a lo largo de la costa del Mississippi, es un ejemplo bien conocido.

Los daños provocados por los huracanes pueden dividirse en tres categorías: (1) oleada de temporal, (2) daños eólicos y (3) inundación de agua dulce tierra adentro.

Oleaje de temporal

Sin duda, los daños más devastadores de la zona costera son provocados por el oleaje de temporal. No solo representa una gran parte de las pérdidas de propiedad en la costa, sino que también es responsable del 90 por ciento del total de muertes causadas por los huracanes. Un **oleaje de temporal** es una elevación de agua de 65 a 80 km de ancho que barre la costa cerca del punto donde el centro (ojo) del huracán recalca. Si se alisara toda la actividad de las olas, el oleaje de temporal tendría la altura del agua sobre el nivel de la marea normal. Además, la tremenda actividad de las olas se superpone al oleaje de temporal. Podemos imaginarnos con

Tabla 20.2. Escala de huracanes Saffir-Simpson.

Número de escala (categoría)	Presión central (milibares)	Velocidad del viento (m hora)	Velocidad del viento (mph, millas por hora)	Oleada de temporal (metros)	Oleada de temporal (pies)	Daños
1	≥ 980	119-153	74-95	1,2-1,5	4-5	Ínimos
2	965-979	154-177	96-110	1,6-2,4	6-8	Moderados
3	945-964	178-209	111-130	2,5-3,6	9-12	Extensos
4	920-944	210-250	131-155	3,7-5,4	13-18	Extremos
5	< 920	> 250	> 155	> 5,4	> 18	Catastróficos

facilidad los daños que este oleaje de temporal podría infligir a las zonas costeras con poca elevación (véase Figura 20.25). Los peores oleajes tienen lugar en zonas como el Golfo de México, donde la plataforma continental es poco profunda y con una suave pendiente. Además, las formas locales como las bahías y los ríos pueden hacer que el oleaje de temporal doble su altura y que aumente su velocidad.

Cuando un huracán avanza hacia la costa en el hemisferio norte, el oleaje de temporal es siempre más intenso en el lado derecho del ojo, donde los vientos soplan *hacia* la costa. Además, en este lado de la tormenta, el avance del huracán también contribuye al oleaje de temporal. En la Figura 20.28 consideremos que un huracán con vientos máximos de 175 km por hora avanza hacia la costa a una velocidad de 50 km por hora. En este caso, la velocidad neta del viento en la cara derecha de la tormenta que avanza es de 225 km por hora. En la cara izquierda, los vientos del huracán soplan en la dirección opuesta al movimiento de la tormenta, por lo que los vientos netos se *alejan* de la costa a 125 km por hora. A lo largo de la costa que da a la cara izquierda del huracán que se aproxima, el nivel del agua puede disminuir cuando la tormenta toque tierra.

Daños eólicos

La destrucción provocada por el viento es quizá el tipo más evidente de daños causados por los huracanes. Escombros como carteles, materiales de los techos y

pequeños artículos que se dejan en el exterior pueden convertirse en peligrosos misiles volando en los huracanes. Para algunas estructuras, la fuerza del viento basta para provocar la ruina total. Las caravanas son particularmente vulnerables. Los edificios muy altos son también susceptibles a los vientos huracanados. Las plantas más altas son las más vulnerables, ya que normalmente el viento aumenta su velocidad con la altura. Estudios recientes sugieren que las personas deben quedarse por debajo del décimo piso pero por encima de los pisos inferiores que sean susceptibles a las inundaciones. En las regiones con buenos códigos de construcción, los daños eólicos no suelen ser tan catastróficos como los daños



FIGURA 20.28. Vientos asociados con un huracán en el hemisferio norte avanzando hacia la costa. Esta tormenta hipotética, con picos de viento de 175 km por hora, avanza hacia la costa a 50 km por hora. En la parte derecha de la tormenta en avance, los vientos de 175 km/h van en la misma dirección que el movimiento de la tormenta (50 km por hora). Por tanto, la velocidad *net*a del viento en la cara izquierda de la tormenta es de 225 km por hora. En la cara izquierda, los vientos del huracán soplan en dirección opuesta al movimiento de la tormenta, por lo que los vientos *net*os de 125 km por hora se dirigen hacia fuera de la costa. El oleaje de la tormenta será mayor en la parte del litoral que sea azotado por la cara izquierda del huracán en progesión.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuándo es la temporada de huracanes?

La temporada de huracanes difiere en las distintas partes del mundo. Por lo habitual, los habitantes de Estados Unidos están más interesados en las tormentas atlánticas. La temporada oficial de huracanes se extiende normalmente desde junio a noviembre. Más del 97 por ciento de la actividad tropical en esa región tiene lugar durante esos seis meses. El pico de la temporada va desde agosto a octubre y la máxima actividad se produce desde el comienzo de septiembre a mediados.

causados por la oleada de temporal. Sin embargo, los vientos huracanados afectan a una zona mucho mayor que la oleada de temporal y pueden provocar pérdidas económicas enormes. Por ejemplo, en agosto de 1992, cuando el huracán Andrew azotó el sur de Florida y la costa de Luisiana, los daños (en especial eólicos) superaron los 25.000 millones de dólares. Fue el desastre natural más costoso de la historia de Estados Unidos.

A veces los huracanes producen tornados que contribuyen al poder destructivo de la tormenta. Estudios han demostrado que más de la mitad de los huracanes que toman tierra producen al menos un tornado. En 2004 la cantidad de tornados asociados a las tormentas tropicales y a los huracanes fue extraordinaria. La tormenta tropical Bonnie y cinco huracanes que tomaron tierra (Charley, Frances, Gaston, Ivan y Jeanne) produjeron casi 300 tornados que afectaron a los estados del sureste y centro-atlántico.

Lluvias torrenciales e inundación tierra adentro

Las lluvias torrenciales que acompañan a la mayoría de los huracanes representan una tercera amenaza significativa: la inundación. Si bien los efectos de la oleada de temporal y los fuertes vientos se concentran en las zonas litorales, las fuertes lluvias pueden afectar a lugares situados a centenares de kilómetros del litoral durante varios días después de que la tormenta haya perdido sus vientos huracanados.

En septiembre de 1999 el huracán Floyd trajo lluvias torrenciales, fuertes vientos y mar gruesa a una gran parte de la costa atlántica. Más de 2,5 millones de personas fueron evacuadas de sus casas de Florida en dirección al norte hacia las dos Carolinas y más allá. Fue la mayor evacuación en tiempos de paz de la historia de Estados Unidos. Las lluvias torrenciales que cayeron en el suelo ya saturado crearon una inundación tierra adentro devastadora. En total, el Floyd descargó más de 48 cm de lluvia en Wilmington, Carolina del Norte, 33,98 cm en un solo intervalo de 24 h.

Otro ejemplo bien conocido es el huracán Camille (1969). Aunque esta tormenta es más conocida por su excepcional oleaje de temporal y por la devastación que llevó a las zonas costeras, el mayor número de muertes asociadas a esta tormenta ocurrió en las montañas Blue Ridge de Virginia, dos días después de que Camille tomara tierra. Muchos lugares recibieron más de 25 cm de precipitaciones.

Resumen

En resumen, los enormes daños y muertes de la zona litoral pueden ser consecuencia de las oleadas de temporal, los fuertes vientos y las lluvias torrenciales. Cuando se producen muertes, estas suelen ser provocadas por las oleadas de temporal, que pueden devastar

A veces los alumnos preguntan...



¿Por qué se les pone nombre a los huracanes y quién se encarga de hacerlo?

De hecho, los nombres se ponen cuando las tormentas han alcanzado la consideración de tormenta tropical (vientos entre 61 y 119 kilómetros por hora). Esto se hace para facilitar la comunicación entre los meteorólogos y el público general sobre predicciones, vigilancia y avisos. Las tormentas tropicales y los huracanes pueden durar una semana o más, y en la misma región pueden coincidir dos o más tormentas a la vez. Por tanto, los nombres pueden reducir la confusión sobre qué tormenta se está describiendo.

La World Meteorological Organization (afiliada a las Naciones Unidas) crea las listas de nombres. Los nombres para las tormentas atlánticas se reutilizan cuando concluye un ciclo de seis años, a menos que un huracán haya destacado especialmente. Los nombres de estos huracanes se retiran para prevenir la confusión cuando se hable de ellos en un futuro.

por completo islas de barrera o zonas en el interior de unos pocos bloques de la costa. Aunque los daños eólicos no suelen ser tan catastróficos como las oleadas de temporal, afectan a una zona mucho mayor. Cuando los códigos de construcción no son adecuados, las pérdidas económicas pueden ser especialmente graves. Dado que los huracanes se debilitan a medida que avanzan tierra adentro, la mayor parte de los daños eólicos se produce en los primeros 200 km del litoral. Lejos de la costa, una tormenta debilitada puede producir inundaciones extensas mucho después de que los vientos hayan disminuido por debajo de los niveles huracanados. Algunas veces, los daños provocados por inundaciones tierra adentro superan la destrucción causada por el oleaje de temporal.

CLASIFICACIÓN DE LAS COSTAS

La gran variedad de líneas de costa demuestra su complejidad. De hecho, para entender cualquier área costera concreta, deben considerarse muchos factores, entre ellos los tipos de roca, el tamaño y la dirección de las olas, la frecuencia de las tormentas, las mareas y la topografía litoral. Además, prácticamente todas las zonas costeras se vieron afectadas por la elevación del nivel del mar en todo el mundo que acompañó la fusión de la Edad de Hielo que se produjo al final del Pleistoceno. Por último, deben tenerse en cuenta los acontecimientos tectónicos que elevan o hundén el terreno o cambian el volumen de las cuencas oceánicas. El gran número de factores que influyen en las zonas costeras dificultan la clasificación de las líneas de costa.

Muchos geólogos clasifican las costas en función de los cambios que se han producido con respecto al

nivel del mar. Esta clasificación, normalmente utilizada, divide las costas en dos categorías muy generales: de emersión y de inmersión. Las **costas de emersión** se desarrollan o bien porque un área experimenta levantamiento, o bien como consecuencia de un descenso del nivel del mar. A la inversa, las **costas de inmersión** se crean cuando el nivel del mar se eleva o cuando la tierra adyacente al mar se hunde.

Costas de emersión

En algunas áreas, la costa es claramente de emersión porque la tierra que se eleva o el nivel del agua que desciende dejan expuestos los acantilados litorales y las plataformas de abrasión por encima del nivel del mar. Son ejemplos excelentes de ello porciones de la costa de California donde se ha producido levantamiento en el pasado geológico reciente (véase Figura 20.13). La rasa que se muestra en la Figura 20.13 también ilustra esta situación. En el caso de Palos Verdes Hills, al sur de Los Ángeles, existen siete niveles diferentes de rasa, lo que indica siete episodios de levantamiento. El siempre persistente mar está cortando ahora una nueva plataforma de abrasión en la base del acantilado. Si continúa el levantamiento, también se convertirá en una rasa elevada.

Otros ejemplos de costas de emersión son las regiones que estuvieron una vez enterradas debajo de los grandes glaciares de casquete. Cuando los glaciares estaban presentes, su peso deprimía la corteza; cuando el hielo se derritió, la corteza empezó gradualmente a levantarse. Por consiguiente, ahora pueden encontrarse rasgos de líneas de costa prehistóricas por encima del nivel del mar. La región de la bahía Hudson de Canadá es un área de este tipo, porciones de la cual siguen elevándose a un ritmo de más de un centímetro al año.

Costas de inmersión

En contraste con los ejemplos previos, otras áreas costeras muestran signos definitivos de inmersión. La línea de una costa que ha estado sumergida en el pasado relativamente reciente suele ser muy irregular porque el mar inunda normalmente los tramos inferiores de los valles fluviales, fluyendo en el océano. Sin embargo, las lomas que separan los valles permanecen por encima del nivel del mar y se proyectan en él como frentes de tierra. Estas desembocaduras fluviales inundadas, que de denominan **estuarios** (*aestus* = marea), caracterizan muchas costas actuales. A lo largo de la línea litoral atlántica, las bahías Chesapeake y Delaware son ejemplos de grandes estuarios creados por inmersión (Figura 20.29). La pintoresca costa de Maine, particularmente en las cercanías del Parque Nacional Acadia, es otro excelente ejemplo de un área que fue inundada por



FIGURA 20.29. Estuarios principales a lo largo de la costa este de Estados Unidos. Las porciones inferiores de muchos valles fluviales se sumergieron como consecuencia de la elevación del nivel del mar que siguió al final del periodo glacial cuaternario, creando grandes estuarios como la bahía Chesapeake y la bahía Delaware.

A veces los alumnos preguntan...

¿Dónde se producen las mareas más grandes del mundo?

El mayor *intervalo mareal* del mundo (la diferencia entre mareas altas y bajas sucesivas) se encuentra en la bahía de Fundy de 258 km de longitud en el límite septentrional de Nueva Escocia. Durante las condiciones máximas de marea viva, el intervalo mareal en la desembocadura de la bahía (donde se abre al océano) es de solo 2 m, aproximadamente. Sin embargo, el intervalo mareal aumenta de manera progresiva desde la desembocadura de la bahía hacia el norte, ya que la geometría natural de la bahía concentra la energía mareal. En el límite septentrional de la cuenca Minas, el intervalo máximo de mareas vivas es de unos 17 m. Este intervalo mareal extremo deja a los barcos elevados y secos durante la marea baja (véase Figura 20.30).

el levantamiento posglaciar del nivel del mar y transformada en una línea litoral muy irregular.

Téngase en cuenta que la mayoría de las costas tiene historias geológicas complicadas. Con respecto al nivel del mar, muchas han emergido y luego se han hundido varias veces. Cada vez pueden conservar algo de las características creadas durante la situación previa.

MAREAS

Las **mareas** son los cambios diarios de elevación de la superficie del océano. Su elevación y rítmica caída a lo largo de las líneas de costa se conoce desde la antigüedad. Además de las olas, son los movimientos oceánicos más fáciles de observar (Figura 20.30).

Aunque conocidas durante siglos, las mareas no fueron explicadas de manera satisfactoria hasta que Isaac Newton les aplicó la ley de la gravitación. Newton demostró que hay una fuerza de atracción mutua entre dos cuerpos, y que, dado que los océanos son libres para moverse, son deformados por esta fuerza. Por consiguiente, las mareas oceánicas resultan de la atracción gravitacional ejercida sobre la Tierra por la Luna y, en menor proporción, por el Sol.

Causas de las mareas

Es fácil ver cómo la fuerza gravitacional de la Luna puede hacer que el agua se abombe en el lado de la

Tierra más próximo a la Luna. Además se produce también un pandeo mareal de igual magnitud en el lado de la Tierra directamente opuesto a la Luna (Figura 20.31).

Las dos protuberancias mareales están causadas, como descubrió Newton, por el empuje de la gravedad. La gravedad es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre dos objetos, lo que significa simplemente que se debilita rápidamente con la distancia. En este caso, los dos objetos son la Luna y la Tierra. Dado que la fuerza de la gravedad disminuye con la distancia, el empuje gravitacional de la Luna sobre la Tierra es ligeramente mayor en el lado próximo de la Tierra que en el lado distante. El resultado de este empuje diferencial es el estiramiento (alargamiento) muy ligero de la Tierra «sólida». Por el contrario, el océano global, que es móvil, se deforma de manera muy notable por este efecto y produce los dos pandeos mareales opuestos.

Debido a que la posición de la Luna cambia solo moderadamente en un día, las protuberancias mareales se mantienen en posición mientras la Tierra gira «a través» de ellas. Por esta razón, si alguien permanece en la costa durante 24 h, la Tierra le hará girar a través de áreas alternativas de agua más profunda y más somera. A medida que le transporta a cada pandeo mareal, la marea se eleva, y a medida que le transporta al valle mareal, la marea baja. Por consiguiente, la mayor parte de lugares de la Tierra experimenta dos mareas altas y dos mareas bajas cada día.



de Fundy

FIGURA 20.30. Marea alta y marea baja en la cuenca Minas de Nueva Escocia en la bahía de Fundy. Las zonas expuestas durante la marea baja e inundadas durante la marea alta se denominan *llanuras mareales*. Las llanuras mareales son extensas (Cortesía del

Departamento de Turismo y Cultura de Nueva Escocia).

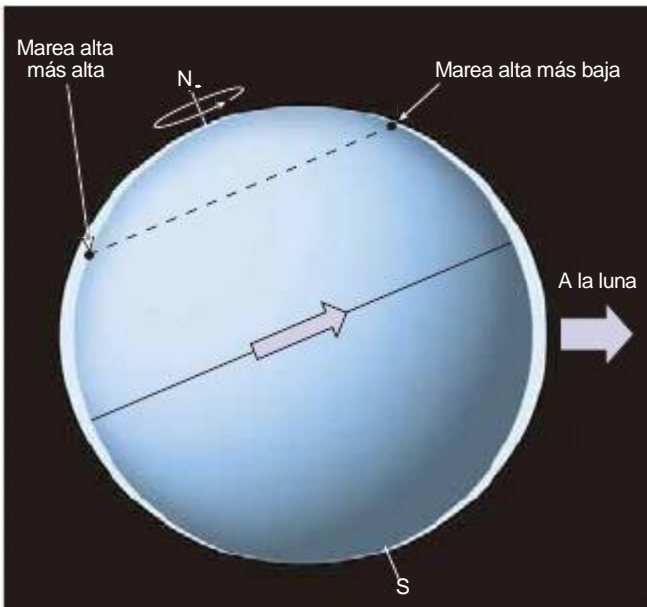


FIGURA 20.31. Pandeos mareales idealizados en la Tierra provocados por la Luna. Si la Tierra estuviera cubierta a una profundidad uniforme por agua, habría dos pandeos mareales: uno en el lado de la Tierra orientado a la Luna (derecha) y otro en el lado opuesto de la Tierra (izquierda). Dependiendo de la posición de la Luna, los pandeos mareales pueden inclinarse hacia el ecuador de la Tierra. En esta situación, la rotación de la Tierra hace que un observador experimente dos mareas altas desiguales durante un día.

Además, los pandeos mareales migran conforme la Luna gira alrededor de la Tierra, aproximadamente cada 29 días. Como consecuencia, las mareas, como la hora de salida de la Luna, ocurren aproximadamente 50 minutos más tarde cada día. Después de 29 días, el ciclo se ha completado y empieza uno nuevo.

Puede haber una desigualdad entre las mareas altas en un día determinado. Dependiendo de la posición de la Luna, los pandeos mareales pueden inclinarse hacia el Ecuador, como en la Figura 20.31. Esta figura ilustra que la primera marea alta experimentada por un observador en el hemisferio septentrional es considerablemente más alta que la marea alta medio día después. Por otro lado, un observador del hemisferio meridional experimentaría el efecto contrario.

Ciclo mensual de las mareas

El principal cuerpo que influye en las mareas es la Luna, que da una vuelta completa alrededor de la Tierra cada 29 días y medio. No obstante, el Sol también influye en las mareas. Es mucho mayor que la Luna, pero, debido a que está mucho más alejado, su efecto es considerablemente menor. De hecho, el potencial generador de mareas del Sol es aproximadamente solo el 46 por ciento del de la Luna.

Cuando se acercan las Lunas nueva y llena, el Sol y la Luna están alineados y sus fuerzas se suman (Figura 20.32A). Por consiguiente, la gravedad combinada de esos dos cuerpos productores de mareas produce pandeos mareales más altos (mareas altas) y valles mareales más bajos (mareas bajas), lo que produce un gran intervalo mareal. A estas se las denomina **mareas vivas**, que tienen lugar dos veces al mes, cuando el sistema Tierra-Luna-Sol está alineado. A la inversa, aproximadamente cuando la Luna está en cuarto creciente y cuarto menguante, las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol actúan sobre la Tierra según ángulos rectos, y cada una compensa parcialmente la influencia de la otra (Figura 20.32B). Como consecuencia, el espectro mareal diario es menor. Se denominan **mareas muertas** y también se producen dos veces al mes. Así, cada mes hay dos mareas vivas y dos mareas muertas, cada una con una separación aproximada de una semana.

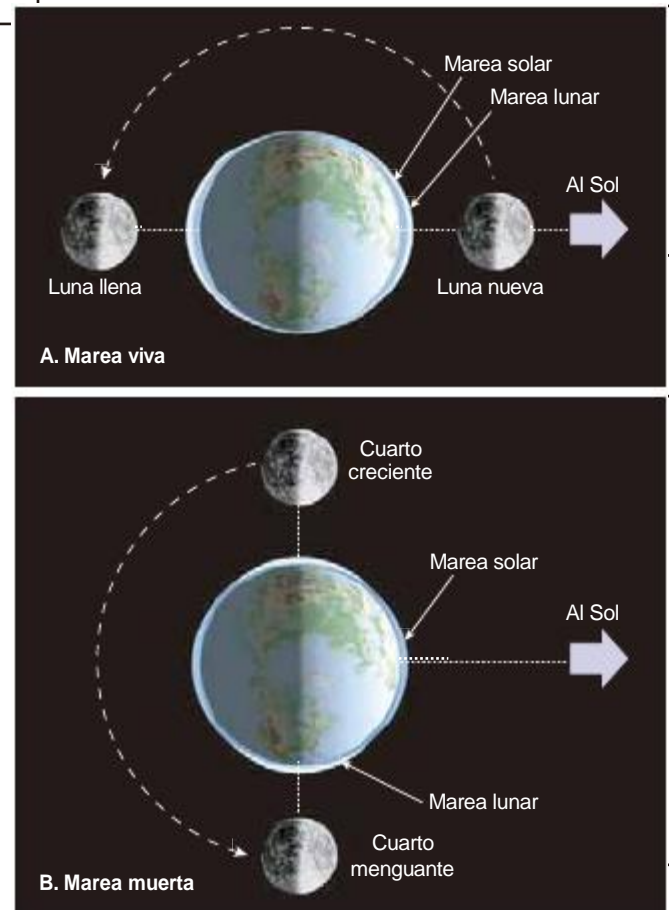


FIGURA 20.32. Las posiciones de la Tierra, la Luna y el Sol y las mareas. **A.** Cuando la Luna es llena o nueva, los pandeos mareales creados por el Sol y la Luna están alineados, hay un gran intervalo mareal en la Tierra y se producen *mareas vivas*. **B.** Cuando la Luna está en cuarto creciente o menguante, los pandeos mareales producidos por la Luna se sitúan en ángulo recto en relación con los pandeos creados por el Sol. Los intervalos mareales son menores y se producen *mareas muertas*.

Modelos mareales

Hasta aquí, hemos explicado las causas y los modelos básicos de las mareas. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que estas consideraciones teóricas no pueden utilizarse para predecir ni la altura ni el momento de las mareas reales en un lugar concreto. Eso se debe a que muchos factores, como la forma de las líneas costeras, la configuración de las cuencas oceánicas y la profundidad del agua, influyen mucho en las mareas. Por consiguiente, en localizaciones diversas, las mareas responden de diferente manera a las fuerzas que las producen. Al ser esto así, la naturaleza de la marea en cualquier lugar puede determinarse con más precisión mediante observación real. Las predicciones de las tablas mareales y los datos mareales en las cartas náuticas se basan en esas observaciones.

En el mundo existen tres modelos mareales principales. Un **modelo mareal diurno** (*diurno* = al día) se caracteriza por una sola marea alta y una sola marea baja cada día mareal (Figura 20.33). Las mareas de este tipo se producen a lo largo de la orilla septentrional del golfo de México, entre otros lugares. Un **modelo mareal semidiurno** (*semi* = dos; *diurno* = al día) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas cada día mareal, teniendo las dos mareas altas la misma altura aproximada y las dos mareas bajas también (Figura 20.33). Este tipo de modelo mareal es común a lo largo de la costa atlántica de Estados Unidos. Un **modelo mareal mixto** es similar al modelo semidiurno, pero se caracteriza por una gran desigualdad en las alturas de las mareas altas, las de las mareas bajas, o ambas (Figura 20.33). En este caso, suele haber dos mareas altas y dos mareas bajas cada día, teniendo las dos mareas altas

diferentes alturas y las dos mareas bajas diferentes alturas. Estas mareas predominan a lo largo de la costa pacífica de Estados Unidos y en muchas otras partes del mundo.

Corrientes mareales

Corriente mareal

La expresión **corriente mareal** se utiliza para describir el flujo *horizontal* del agua que acompaña la elevación y el descenso de la marea. Estos movimientos de agua inducidos por las fuerzas mareales pueden ser importantes en algunas áreas costeras. Las corrientes mareales fluyen en una dirección durante una parte del ciclo mareal e invierten su flujo durante la otra parte. Las corrientes mareales que avanzan hacia la zona costera cuando la marea sube se denominan **flujo mareal**. A medida que la marea baja, el movimiento mar adentro del agua genera **reflujo de la marea**. Los periodos de poca o ninguna corriente, denominados *agua muerta*, separan el flujo y el reflujo de la marea. Las áreas afectadas por estas corrientes mareales alternas se denominan **llanuras mareales** (véase Figura 20.30). Dependiendo de la naturaleza de la zona costera, las llanuras mareales varían, en dirección al mar, desde estrechas franjas de la playa hasta zonas extensas que pueden prolongarse durante varios kilómetros.

Aunque las corrientes mareales no son importantes en mar abierto, pueden ser rápidas en las bahías, los estuarios fluviales, los istmos y otros lugares estrechos. En la costa de la Bretaña francesa, por ejemplo, las corrientes mareales que acompañan a la marea alta de 12 m pueden alcanzar una velocidad de 20 km por

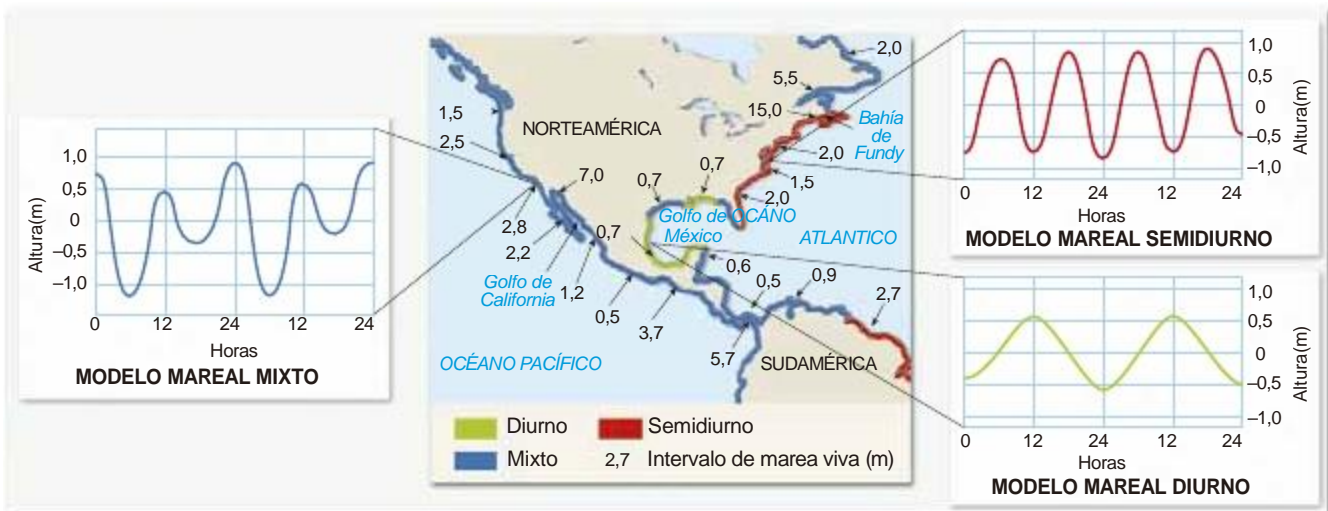


FIGURA 20.33. Modelos mareales y existencia a lo largo de partes de las líneas de costa del norte y el sur del continente americano. Un modelo mareal diurno (abajo a la derecha) exhibe una marea alta y una baja cada día mareal. Un modelo semidiurno (arriba a la derecha) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas de altura aproximadamente igual cada día mareal. Un modelo mareal mixto (izquierda) exhibe dos mareas altas y dos mareas bajas de alturas diferentes durante cada día mareal.

EL HOMBRE Y EL MEDIO AMBIENTE

Predicción de los huracanes

RECUADRO 20.2

Un lugar que está tan solo a unos pocos cientos de kilómetros de un huracán (apenas a un día de distancia) puede experimentar cielos despejados y escasos vientos. Antes de la llegada de los satélites meteorológicos, una situación así dificultaba mucho poder avisar a las personas de la llegada de una tormenta. El fatal huracán que devastó Galverston, Texas, en 1900 es un trágico ejemplo (Figura 20.C), ya que tomó completamente por sorpresa a los habitantes de esta vulnerable isla de barrera que no sospechaban nada.

Hoy tenemos el beneficio de contar con diversas herramientas de observación. Empleando datos de los satélites, aviones de reconocimiento, radares costeros y boyas de datos remotos junto con sofisticados modelos por ordenador, los meteorólogos supervisan y predicen los movimientos e intensidad de los huracanes. El objetivo es la emisión de avisos y alertas a tiempo. En Estados Unidos los sistemas de aviso precoz han reducido considerablemente la cantidad de muertes por huracanes. Al mismo tiempo, sin embargo, se ha producido un incremento astronómico en la cantidad de daños a la propiedad. La razón principal para esta última tendencia es el rápido crecimiento de la población y el desarrollo urbanístico en las zonas del litoral que lo acompaña.

Alertas y avisos de huracanes

Una *alerta de huracán* es un anuncio de que un huracán plantea una amenaza probable, normalmente en las 36 h siguientes, dirigido a zonas concretas del litoral. Por el contrario un *aviso de huracán* se emite cuando se esperan vientos de 119 km por hora o mayores dentro de una zona litoral específica en 24 h o menos. El aviso de huracán puede permanecer vigente mientras se mantiene un peligroso nivel del agua elevado o una combinación de un nivel elevado con olas inusualmente grandes, aunque los vientos puedan ser inferiores a lo que se considera la potencia de un huracán.

Dos factores son especialmente importantes en el proceso de decisión de la alerta y el aviso. En primer lugar, es imprescindible que haya un tiempo de antelación adecuado para proteger vidas, y en menor medida, las propiedades. En segundo lugar, los meteorólogos deben intentar que las falsas alarmas sean las mínimas posibles, lo que puede ser una ardua tarea. Por supuesto, la decisión de emitir un aviso está en un delicado equilibrio



FIGURA 20.C. Secuelas tras el huracán Galverston que, el 8 de septiembre de 1900, azotó a una ciudad desprevenida y poco preparada. Fue el peor desastre natural de la historia estadounidense. Manzanas completas fueron arrasadas, mientras que montañas de derrubios se acumularon alrededor de los pocos edificios que quedaban en pie (AP Photo).

entre la necesidad de proteger a la población por un lado y por otro, el objetivo de conseguir que las falsas alarmas sean muy pocas.

Predicción de huracanes

La predicción de huracanes es una parte fundamental de cualquier programa de alertas. Hay varios aspectos que pueden formar parte de dichas predicciones. Por supuesto es imprescindible saber hacia donde se dirige una tormenta. El camino previsto de una tormenta se denomina *predicción del recorrido*. Por supuesto, también es interesante conocer la intensidad (potencia de los vientos), las cantidades posibles de precipitaciones y el tamaño probable del oleaje de tormenta.

Es probable que la predicción del recorrido sea la información más básica, porque la predicción exacta de otras características de la tormenta no tiene apenas utilidad si no se sabe a ciencia cierta hacia donde se dirige

la tormenta. Una predicción exacta del recorrido es importante porque puede facilitar la evacuación de la zona de oleaje a tiempo, donde normalmente ocurren la mayoría de las muertes. Por fortuna, las predicciones de recorrido han ido mejorando. Entre 2001 y 2005, los errores de predicción eran más o menos la mitad de los que hubo en 1990. Durante las temporadas de huracanes en el Atlántico tan activas en 2004 y 2005, la predicción de recorrido con 12-72 h de antelación estuvo en o cerca de niveles récord. En consecuencia, la amplitud de las predicciones de recorrido oficiales emitidas por el National Hurricane Center fue extendida de tres a cinco días (Figura 20.D). Las predicciones de recorrido de cinco días son hoy tan precisas como lo eran las de tres días hace 15 años. La mayor parte del progreso se debe a los mejorados modelos por ordenador y a un aumento en la cantidad de datos de satélite de la superficie de los océanos.

A pesar de haber mejorado la precisión, la incertidumbre en las predicciones también requiere que se emitan avisos de huracanes para zonas litorales relativamente amplias. Durante el intervalo de 2000 a 2005, la longitud media de línea litoral bajo

Según «Hurricane Forecasting in the United States: An Information Statement of the AMS», en el *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 88, n.º. 6, junio de 2007, pp. 950-953.

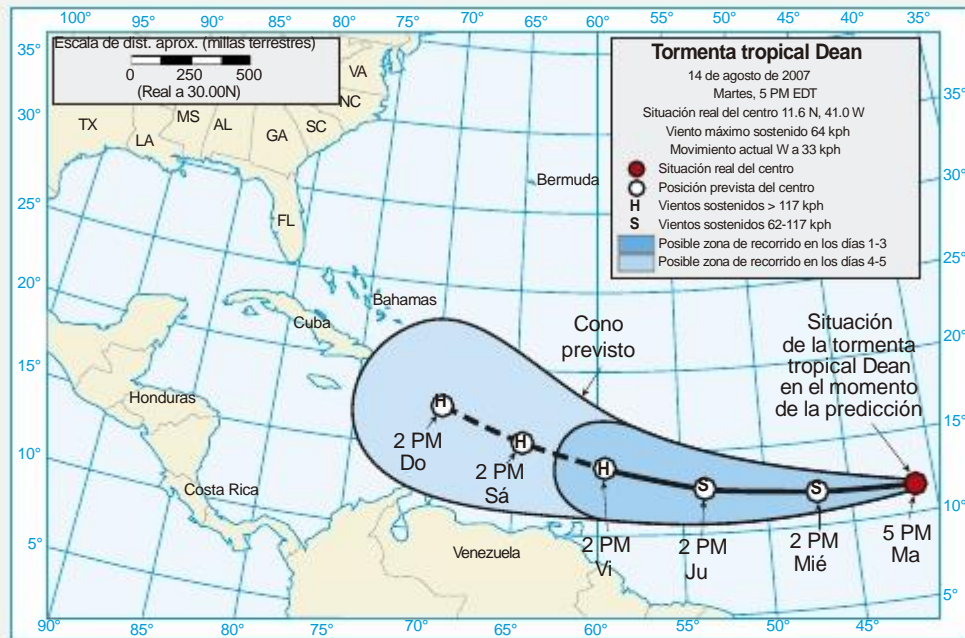


FIGURA 20.D. Predicción de recorrido de cinco días para la tormenta tropical Dean emitida a las 5 de la tarde EDT, el martes 14 de agosto de 2007. Cuando el National Hurricane Centre emite una previsión de recorrido de un huracán se denomina un *cono de predicción*. El cono representa el posible recorrido del centro de la tormenta y se forma encapsulando la zona afectada con un conjunto de círculos a lo largo del recorrido previsto (a las 12, 24, 36 h, etc.). El tamaño de cada círculo se vuelve mayor con el tiempo. En función de las estadísticas de 2003-2007 el recorrido completo de un ciclón tropical en el Atlántico puede mantenerse dentro del cono casi un 60 a 70 por ciento del tiempo (National Weather Service/National Hurricane Center).

aviso de huracanes en los Estados Unidos fue de 510 km. Esto supone una mejora significativa con respecto a la década anterior, con una media de 730 km. Sin embargo, solo una cuarta parte de la zona de aviso media experimenta las condiciones de huracán.

Mientras que la predicción de recorrido ha mejorado, los errores en las predicciones de la intensidad (velocidad del viento) de los huracanes no han variado de forma significativa en 30 años. Las predicciones precisas de las precipitaciones que dejan los huracanes cuando toman tierra siguen siendo

esquivas también. Sin embargo, las predicciones exactas del oleaje de tormenta inminente son posibles cuando se dispone del recorrido de la tormenta y de la estructura del viento superficial, y además se cuenta con datos fiables sobre la topografía litoral y de mar adentro (bajo el agua).

hora. Si bien las corrientes mareales no son por lo general agentes de erosión ni de transporte de sedimentos importantes, se producen notables excepciones cuando las mareas se mueven a través de estrechas ensenadas. Aquí, remueven constantemente las pequeñas entradas a muchos buenos puertos que, de lo contrario, se bloquearían.

A veces, las corrientes mareales crean depósitos denominados **deltas mareales** (Figura 20.34). Pueden desarrollarse bien como *deltas de inundación* tierra adentro de una ensenada o como *deltas de reflujo* en el lado de una ensenada que se dirige al mar. Dado que la actividad de las olas y las corrientes litorales está reducida en el lado protegido, tierra adentro, los deltas de inundación son más comunes y más destacados (véase Figura 20.15A). Se forman después de que una corriente mareal se mueva rápidamente a través de una ensenada. A medida que la corriente emerge del estrecho

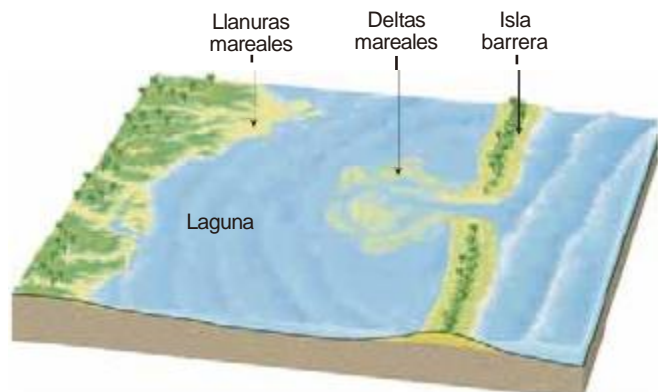


FIGURA 20.34. Debido a que este delta mareal se está formando en las aguas relativamente tranquilas del lado tierra adentro de una isla barrera, se denomina delta de inundación. Cuando emerge una corriente mareal de movimiento rápido desde la ensenada, disminuye su velocidad y deposita sedimentos. Las formas de los deltas mareales son variables.

pasillo hacia aguas más abiertas, se ralentiza y deposita su carga de sedimento.

Mareas y rotación de la Tierra

Mediante fricción contra el fondo de las cuencas oceánicas, las mareas actúan como débiles frenos que ralentizan firmemente la rotación de la Tierra. El ritmo de esta disminución de la velocidad, sin embargo, no es grande. Los astrónomos, que han medido con precisión la longitud del día durante los últimos 300 años, han descubierto que está aumentando a razón de 0,002 segundos por siglo. Aunque esto pueda parecer insignificante, a lo largo de millones de años este pequeño efecto será muy grande. Por último, dentro de miles de millones de años, la rotación cesará y la Tierra ya no tendrá días y noches alternos.

Si la rotación de la Tierra está disminuyendo de velocidad, la longitud de cada día debe haber sido más corta

y el número de días por año debe haber sido mayor en el pasado geológico. Un método utilizado para investigar este fenómeno es el del examen microscópico de los caparazones de ciertos invertebrados. Las almejas y los corales, así como otros organismos, desarrollan una delgada capa microscópica de nuevo material de caparazón cada día. Estudiando los anillos de crecimiento diario de algunos ejemplares fósiles bien conservados, podemos determinar el número de días de un año. Estudios realizados utilizando esta ingeniosa técnica indican que al principio del Cámbrico, hace unos 540 millones de años, la longitud del día era solo de 21 h. Dado que la longitud del año, que viene determinada por el giro de la Tierra alrededor del Sol, no cambia, el año Cámbrico contenía 424 días de 21 h. A finales del Devónico, hace unos 365 millones de años, un año constaba de unos 410 días, y cuando empezaba el Pérmico, hace unos 290 millones de años, había 390 días al año.

CAPÍTULO 20

Líneas de costa

RESUMEN

El *litoral* es la zona que se extiende entre el nivel de marea más bajo y la elevación más alta de la tierra afectada por las olas de los temporales. La *costa* se extiende tierra adentro desde el litoral hasta donde aún pueden encontrarse estructuras relacionadas con el océano. El litoral se divide en *playa baja* y *playa alta*. En dirección al mar desde la anteplaya se hallan la *zona de ribera cercana* y la *zona de prerribera*.

Una *playa* es una acumulación de sedimento situada a lo largo del borde continental del océano o de un lago. Entre sus partes, hay una o más *bermas* y el *frente de playa*. Las playas están compuestas del material que abunda en la zona y deben considerarse material en tránsito a lo largo de la costa.

Las olas son energía en movimiento y el viento inicia la mayoría de olas oceánicas. Los tres factores que influyen en la *altura*, la *longitud* y el *periodo* de una ola son: (1) la *velocidad del viento*, (2) el *tiempo durante el cual ha soplado el viento* y (3) el *fetch*, la distancia que el viento ha recorrido a través de mar abierto. Una vez que las olas salen de la zona de tormenta, se denominan *mar de fondo* y constituyen olas simétricas con una mayor longitud de onda.

A medida que las olas se desplazan, las *partículas de agua transmiten energía mediante el movimiento orbital circular*, que se extiende a una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda. Cuando una ola se

desplaza hacia el agua somera, experimenta cambios físicos que pueden hacer que la ola se desdoble o *rompa* y forme *arrastre*.

La erosión de las olas es causada por la *presión de impacto de la ola* y la *abrasión* (la acción de sierra y molienda del agua armada con fragmentos de roca). La flexura de las olas se denomina *refracción de la ola*. Debido a la refracción, el impacto de la ola se concentra contra los laterales y los extremos de los salientes de tierra.

La mayoría de las olas alcanza la costa en ángulo. La batida y retroceso del agua de cada ola rompiente mueve el sedimento según un modelo en zigzag a lo largo de la playa. Este movimiento, denominado *deriva litoral o de playa*, puede transportar la arena centenas o incluso miles de metros cada día. Las olas oblicuas producen también *corrientes litorales* dentro de la zona de oleaje que fluye en paralelo a la costa.

Las formas producidas por la erosión de la línea de costa son los *acantilados litorales* (que se originan debido a la acción cortante del oleaje contra la base del terreno costero), las *plataformas de abrasión* (superficies relativamente planas que quedan tras el retroceso de los acantilados), los *arcos* (formados cuando un cabo de tierra es erosionado y dos cuevas de los lados opuestos se unen) y las *chimeneas* (que se forman cuando se hunde el techo de un arco).

Algunos de los rasgos deposicionales formados cuando el sedimento es movido por la deriva litoral y las corrientes litorales son las *flechas* (crestas alargadas de arena que se proyectan desde la tierra en la desembocadura de una bahía adyacente), las *barras de bahía* (barras de arena que atraviesan por completo una bahía) y los *tómbolos* (cúmulos de arena que conectan una isla con el continente o con otra isla). A lo largo de las llanuras de la costa atlántica y del Golfo, la zona litoral se caracteriza por *islas barrera*, crestas bajas de arena que discurren en paralelo a la costa a distancias comprendidas entre los 3 y los 30 km.

Factores locales que influyen en la erosión de la línea de costa son: (1) la proximidad de una costa a ríos cargados de sedimento; (2) el grado de actividad tectónica; (3) la topografía y la composición del terreno; (4) los vientos y las condiciones meteorológicas predominantes, y (5) la configuración de la línea de costa y de las zonas próximas al litoral.

La *estabilización firme* consiste en la construcción de estructuras masivas y resistentes para intentar proteger una costa de la erosión o impedir el movimiento de arena a lo largo de la playa. La estabilización firme incluye los *espigones* (paredes bajas construidas en ángulo recto a la costa para retener la arena en movimiento), los *rompeolas* (estructuras paralelas a la costa para protegerla de la fuerza de las grandes olas rompientes) y los *diques* (que acorazan la costa para impedir que las olas alcancen la zona situada detrás del muro). Entre las *alternativas a la estabilización firme* se cuentan la *alimentación de playa*, que supone la adición de arena para rellenar las playas erosionadas, y el *traslado* de los edificios dañados o amenazados.

Debido a las diferencias geológicas básicas, *la naturaleza de los problemas de erosión de la costa a lo largo de las costas atlántica y pacífica de Norteamérica es muy diferente*. Gran parte del desarrollo ocurrido a lo largo de las costas atlántica y del Golfo se ha producido en islas barrera, que reciben toda la fuerza de las grandes tormentas. Gran parte de la costa del Pacífico se caracteriza por estrechas playas respaldadas por escarpados acantilados y cordilleras montañosas. Un importante problema al que se enfrenta la línea de costa del Pacífico es un estrechamiento de las playas causado por la interrupción del flujo natural de los materiales a la costa debido a la construcción de presas para regadío y para el control de inundaciones.

Los daños causados por los huracanes dependen de varios factores, como el tamaño y la densidad de población de la zona afectada, así como la configuración del fondo cercano al litoral, pero el factor más importante es la potencia de la propia tormenta. La escala *Saffir-Simpson* clasifica las intensidades

relativas de los huracanes. Una tormenta de categoría 5 es la de mayor intensidad y una de categoría 1, la de menor. El daño provocado por los huracanes puede clasificarse en tres categorías: (1) *oleaje de tormenta*, que es más intenso en la cara derecha del ojo, donde los vientos soplan hacia el litoral, sucede cuando una cortina de agua barre el litoral cerca del lugar donde toma tierra el ojo; (2) *daño eólico*; y (3) *inundación tierra adentro*, causada por las lluvias torrenciales que acompañan a la mayoría de los huracanes.

Una clasificación habitualmente utilizada de las costas se basa en los cambios que han ocurrido con respecto al nivel del mar. Las *costas de emersión*, a menudo con acantilados litorales y plataformas de abrasión por encima del nivel del mar, se desarrollan o bien porque un área experimenta levantamiento o bien como consecuencia de un descenso del nivel del mar. A la inversa, las *costas de inmersión*, con sus desembocaduras fluviales inundadas, denominadas *estuarios*, se crean cuando el nivel del mar se eleva o la tierra adyacente al mar se hunde.

Las *mareas*, el ascenso y descenso diarios en la elevación de la superficie del océano en lugares determinados, están causadas por la *atracción gravitacional* de la Luna y, en una menor proporción, por el Sol. La Luna y el Sol producen un par de *pandeos mareales* en la Tierra cada uno. Estos pandeos mareales permanecen en posiciones fijas en relación con los cuerpos que se generan a medida que la Tierra rota a través de ellos, lo cual resulta en mareas altas y bajas alternas. Las *mareas vivas* tienen lugar cuando se aproximan los periodos de Luna llena y Luna nueva, cuando el Sol y la Luna están alineados y sus pandeos se suman y producen mareas especialmente altas y bajas (un *gran intervalo mareal diario*). A la inversa, las *mareas muertas* se producen alrededor de los periodos de cuarto creciente y cuarto menguante de la Luna, cuando los pandeos de la Luna y el Sol se sitúan en ángulo recto, lo cual produce un *intervalo mareal diario menor*.

En el mundo existen tres modelos mareales principales. Un *modelo mareal diurno* exhibe una marea alta y una baja cada día; un *modelo mareal semidiurno* exhibe dos mareas altas y dos bajas aproximadamente de la misma altura cada día; y un *modelo mareal mixto* suele tener dos mareas altas y dos bajas de diferentes alturas cada día. Las *corrientes mareales* son movimientos horizontales del agua que acompañan a la subida y bajada de las mareas. Las *llanuras mareales* son las áreas que se ven afectadas por el avance y retroceso de las corrientes mareales. Cuando las corrientes mareales disminuyen de velocidad después de emerger de ensenadas estrechas, depositan el sedimento que finalmente crearán los *deltas mareales*.

TÉRMINOS FUNDAMENTALES

- abrasión, 634
- acantilado litoral, 638
- alimentación de playa, 646
- altura de ola, 631
- arco litoral, 639
- arrastre, 633
- barra de bahía, 640
- berma, 630
- chimenea litoral, 639
- corriente litoral, 638
- corriente mareal, 658
- costa, 629
- costa de emersión, 655
- costa de inmersión, 655
- delta mareal, 660
- deriva litoral o de playa, 636
- dique, 645
- espigón, 644
- estabilización firme, 643
- estuario, 655
- fetch, 631
- flecha, 640
- flujo mareal, 658
- frente de playa, 630
- isla barrera, 640
- línea de costa, 629
- línea litoral, 629
- litoral, 629
- llanura mareal, 658
- longitud de onda, 631
- malecón, 643
- marea, 656
- marea muerta, 657
- marea viva, 657
- modelo mareal diurno, 658
- modelo mareal mixto, 658
- modelo mareal semidiurno, 658
- ojo, 652
- oleaje de temporal, 652
- pared de ojo, 652
- periodo de ola, 631
- plataforma de abrasión, 638
- playa, 630
- playa alta, 630
- playa baja, 630
- rasa, 639
- reflujo de la marea, 658
- refracción de la ola, 635
- rompeolas, 644
- tómbolo, 640
- zona de prerribera, 630
- zona de ribera cercana, 630
- zona litoral, 629

PREGUNTAS DE REPASO

1. Distinga entre litoral, línea litoral, costa y línea de costa.
2. ¿Qué es una playa? Distinga brevemente entre frente de playa y berma. ¿De dónde proceden los sedimentos de la playa?
3. Enumere tres factores que determinen la altura, la longitud de onda y el periodo de una ola.
4. Describa el movimiento de un objeto flotante cuando pasa una ola (véase Figura 20.6).
5. Describa los cambios físicos que se producen en la velocidad, la longitud de onda y la altura de una ola a medida que esta avanza hacia el agua somera y rompe.
6. Describa dos maneras mediante las cuales las olas causan erosión.
7. ¿Qué es la refracción de las olas? ¿Cuál es el efecto de este proceso a lo largo de las líneas de costa irregulares? (véase Figura 20.10).
8. ¿Por qué a menudo las playas se denominan «ríos de arena»?
9. Describa la formación de los siguientes elementos: acantilados litorales, plataformas de abrasión, estructuras rasas, flechas, barras de bahía y tómbolos.
10. Enumere tres maneras mediante las cuales se originan las islas barrera.
11. ¿En que dirección mueve la arena la deriva litoral y las corrientes litorales en la Figura 20.20? ¿Se mueve hacia la parte superior izquierda o hacia la parte inferior derecha de la foto?
12. Enumere algunos ejemplos de estabilización firme y describa para qué sirve cada uno. ¿Qué efecto tiene cada uno en la distribución de arena en la playa?
13. Enumere dos alternativas a la estabilización firme, indicando los posibles problemas con cada una.
14. Relacione la formación de presas en los ríos con el encogimiento de las playas en muchos lugares a lo largo de la costa oeste de Estados Unidos. ¿Por qué las playas más estrechas inducen una retirada acelerada de los acantilados marinos?
15. El daño causado por un huracán puede dividirse en tres amplias categorías, enumérelas. ¿Qué categoría es la responsable del mayor número de muertes relacionadas con los huracanes?
16. ¿Qué rasgos observables le inducirían a clasificar un área costera como de emersión?
17. ¿Están los estuarios asociados con costas de inmersión o de emersión? Explíquelo.
18. Comente el origen de las mareas oceánicas. Explique por qué la influencia del Sol en las mareas terrestres es solo aproximadamente la mitad de la correspondiente a la Luna, aunque el Sol es mucho mayor que la Luna.

19. Explique por qué un observador puede experimentar dos mareas altas distintas durante un mismo día (véase Figura 20.31).
20. ¿En qué se diferencian los modelos mareales diurno, semidiurno y mixto?
21. Distinga entre flujo y reflujos mareales.
22. ¿Cómo han afectado las mareas a la rotación de la Tierra? ¿Cómo demuestran los geólogos esta idea?

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.

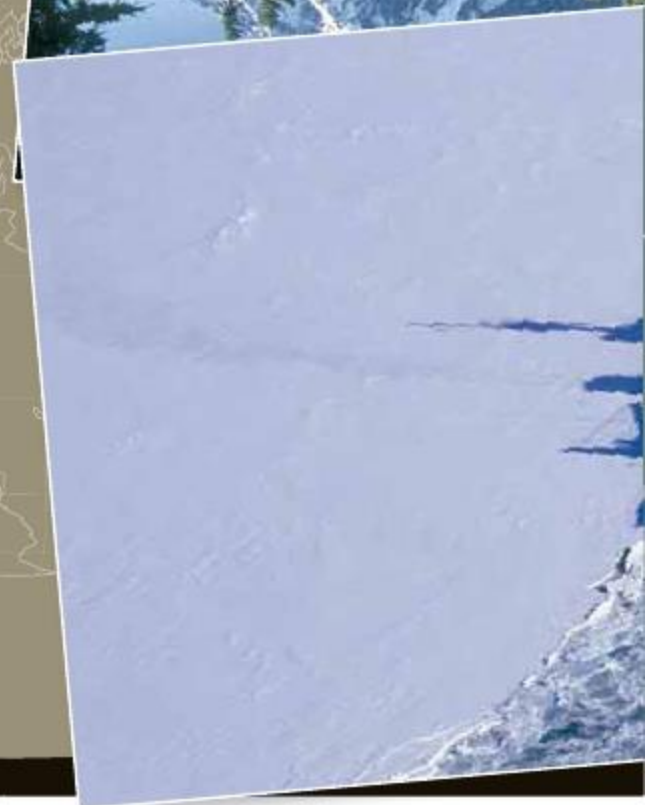
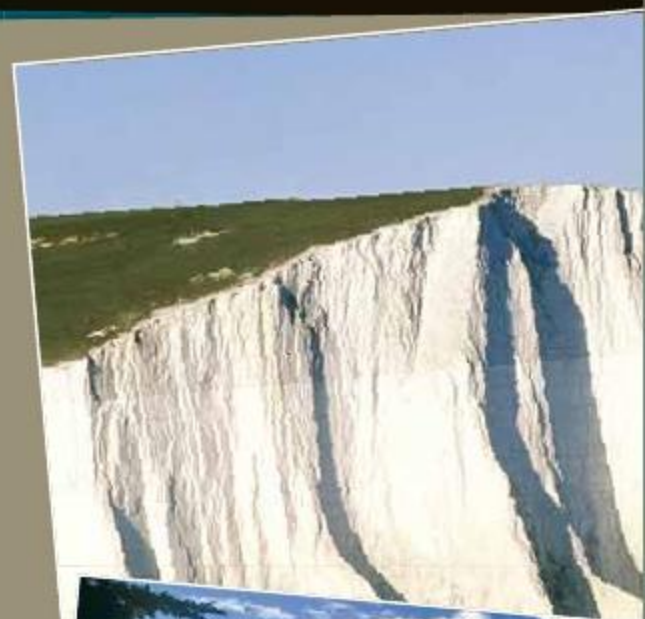
En MasteringGeology, además, podrá encontrar los siguientes contenidos y materiales interactivos extra:

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 21

El cambio climático global





El clima es el agregado a largo plazo del tiempo atmosférico. Es más que una expresión de las condiciones atmosféricas promedio. Para retratar con precisión el carácter de un lugar o una zona, deben incluirse las variaciones y extremos. Cualquiera que tenga la oportunidad de viajar por el mundo encontrará tal increíble variedad de climas que resulta difícil creer que todos puedan existir en el mismo planeta. El clima influye con fuerza en la vida vegetal y animal, el suelo y muchos de los procesos de la superficie terrestre. El clima influye también en las personas.

EL CLIMA Y LA GEOLOGÍA ESTÁN CONECTADOS

El clima tiene un efecto profundo sobre muchos procesos geológicos. Cuando el clima cambia, estos procesos responden. Una breve mirada retrospectiva al ciclo de las rocas en el Capítulo 1 (pág. 39) nos recuerda muchas de las conexiones. Por supuesto, la meteorización de las rocas tiene una conexión obvia con el clima, así como los procesos que actúan en los paisajes áridos, tropicales y glaciares. Acontecimientos como las coladas de derrubios y las inundaciones de los ríos suelen estar desencadenadas por acontecimientos atmosféricos como periodos de lluvias extraordinarias. La atmósfera es claramente un vínculo básico en el ciclo hidrológico. Otras conexiones clima-geología implican el efecto de procesos internos sobre la atmósfera. Por ejemplo, las partículas y los gases emitidos por los volcanes pueden modificar la composición de la atmósfera, y la formación de las montañas puede tener un efecto significativo sobre los patrones regionales de temperatura, precipitación y viento.

El clima no solo varía de un lugar a otro, sino que también es naturalmente variable con el tiempo. Durante toda la gran extensión de la historia terrestre, mucho antes de que los humanos se pasearan por el planeta, hubo muchos cambios, de calor a frío y de húmedo a seco, y viceversa. El registro geológico es el almacén de datos que confirma este hecho.

El estudio de los sedimentos, las rocas sedimentarias y los fósiles demuestra claramente que, a través de los siglos, prácticamente todos los lugares de nuestro planeta han experimentado amplias oscilaciones en el clima, como desde las glaciaciones hasta condiciones asociadas con los pantanos carboníferos subtropicales o las dunas del desierto. En el Capítulo 22, «*La evolución de la Tierra a través del tiempo geológico*», se refuerza este hecho. Las escalas temporales para el cambio climático van de décadas a millones de años.

¿Qué factores han sido responsables de las variaciones climáticas durante la historia de la Tierra? Uno de los aspectos tratados en este capítulo son las causas naturales del cambio climático.

En la actualidad, el cambio climático global no es solo un tema de «interés académico» para un grupo de científicos curiosos por la historia terrestre. Antes bien, el tema ocupa titulares. Muchas personas no solo sienten curiosidad, sino que están preocupados por las posibilidades. ¿Por qué interesa el cambio climático? La razón es que la investigación sobre las actividades humanas y su impacto en el ambiente ha demostrado que las personas están cambiando el clima. A diferencia de los cambios ocurridos en el pasado, que eran variaciones naturales, el cambio climático actual está dominado por

la influencia humana, que es lo suficientemente grande como para exceder los límites de la variabilidad natural. Además, es probable que estos cambios continúen durante muchos siglos. Los efectos de esta aventura desconocida con el clima podrían ser muy perturbadores, no solo para los seres humanos, sino también para muchas otras formas de vida.

¿Cómo se determinan los detalles de los climas pasados? ¿En qué medida esta información nos resulta útil ahora? ¿Cómo están cambiando los seres humanos el clima global? ¿Cuáles son las posibles consecuencias?

EL SISTEMA CLIMÁTICO

A lo largo de todo este libro se le ha recordado que la Tierra es un sistema multidimensional, compuesto por partes interactuantes. Un cambio en una de las partes puede producir cambios en cualquiera o en todas las demás partes, a menudo en formas que ni son obvias ni son inmediatamente aparentes. Este hecho es desde luego cierto cuando se trata del estudio del clima y del cambio climático.

Para entender y apreciar el clima, es importante darse cuenta de que en él interviene algo más que la simple atmósfera (Figura 21.1):

La atmósfera es el componente central del sistema ambiental global complejo, conectado e interactivo del cual depende la vida. El clima puede definirse en sentido amplio como el comportamiento a largo plazo de este sistema ambiental. Para entenderlo por completo y predecir los cambios en el componente atmosférico del sistema climático, deben entenderse el Sol, los océanos, los casquetes polares, la tierra sólida y todas las formas de vida¹.

De hecho, debemos reconocer que hay un **sistema climático** que abarca la atmósfera, la hidrosfera, la litosfera, la biosfera y la criosfera. (Por criosfera se entiende el hielo y la nieve que existen en la superficie terrestre.) El sistema climático *incluye los intercambios de energía y humedad que se producen entre las cinco esferas*. Estos intercambios vinculan la atmósfera con las otras esferas de modo que el completo funciona como una unidad interactiva, extremadamente compleja. Los cambios en el sistema climático no se producen de manera aislada. Todo lo contrario, cuando cambia una parte de dicho sistema, los otros componentes también reaccionan. Los principales componentes del sistema climático se muestran en la Figura 21.2.

¹ The American Meteorological Society and the University Corporation for Atmospheric Research, «Weather and the Nation's Well-Being», *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73, n.º 12 (diciembre de 2001), pág. 2038.



FIGURA 21.1. Reflejo de lago en el Parque Nacional Mountain Rainier de Washington. Los glaciares siguen esculpiendo esta gran montaña volcánica. Los cinco componentes principales del sistema climático están representados en esta imagen (Foto de Art Wolfe).

¿CÓMO SE DETECTA EL CAMBIO CLIMÁTICO?

En la actualidad se dispone de equipos de alta tecnología y precisión para estudiar la composición y la dinámica de la atmósfera. Pero estas herramientas son invenciones recientes y, por tanto, llevan suministrando datos desde hace poco tiempo. Para entender por completo el comportamiento de la atmósfera y anticipar el cambio climático futuro, debemos descubrir de algún modo cómo ha cambiado el clima a lo largo de amplios periodos de tiempo.

Los registros instrumentales datan como mucho de hace un par de siglos y, cuanto más nos retrotraemos, menos completos y menos fiables son. Para superar esta falta de medidas directas, los científicos deben descifrar y reconstruir los climas pasados utilizando evidencias indirectas. Estos **datos indirectos** proceden de los registros naturales de la variabilidad climática, como los sedimentos del fondo oceánico, el hielo de los glaciares, el polen fosilizado y los anillos de crecimiento de

los árboles, así como de los documentos históricos. Los científicos que analizan los datos indirectos y reconstruyen los climas pasados se dedican a la **paleoclimatología**. El principal objetivo de ese trabajo es entender el clima del pasado para evaluar el clima actual y el posible clima futuro en el contexto de la variedad climática natural. A continuación, examinaremos brevemente algunas de las importantes fuentes de datos indirectos.

A veces los alumnos preguntan...

¿Cuál es la diferencia entre meteorología y clima?

El término meteorología se refiere al estado de la atmósfera en un momento y lugar determinados. Los cambios meteorológicos son frecuentes y a veces parecen erráticos. El clima es una descripción de las condiciones meteorológicas agregadas basadas en observaciones realizadas a lo largo de muchas décadas. El clima se define a menudo simplemente como «la meteorología promedio», pero esta definición es inadecuada porque las variaciones y los extremos forman parte también de una descripción del clima.

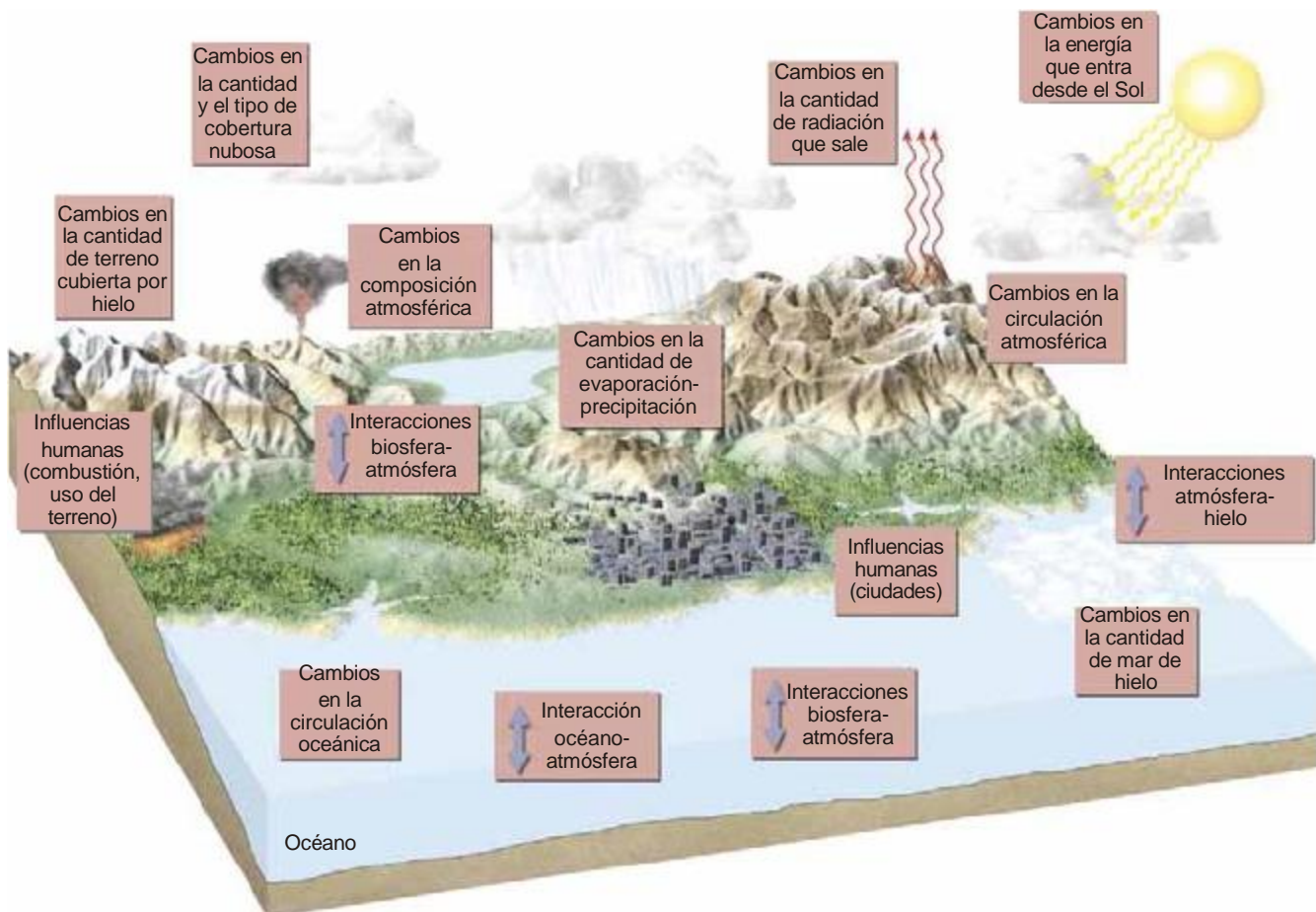


FIGURA 21.2. Vista esquemática que muestra los diversos componentes del sistema climático de la Tierra. Se producen muchas interacciones entre los diversos componentes en una amplia diversidad de escalas espaciales y temporales, lo que hace que el sistema sea extremadamente complejo.

El sedimento del fondo oceánico, un almacén de datos climáticos

Sabemos que las partes del sistema Tierra están conectadas, de modo que un cambio en una parte puede producir modificaciones en cualquiera de las demás, o en todas. En este ejemplo, veremos cómo los cambios en las temperaturas atmosféricas y oceánicas se reflejan en la naturaleza de la vida en el mar.

La mayoría de los sedimentos oceánicos contiene los restos de organismos que vivieron una vez cerca de la superficie del mar (la interfase océano-atmósfera). Cuando dichos organismos próximos a la superficie mueren, sus caparzones se sedimentan lentamente en el fondo del océano, donde acaban convirtiéndose en parte del registro sedimentario (Figura 21.3). Estos sedimentos del fondo oceánico son registros sutiles del cambio climático mundial, porque el número y los tipos de organismos que viven cerca de la superficie del mar cambian con el clima:

Cabría esperar que en cualquier zona de la interfase océano/atmósfera, la temperatura

promedio anual del agua de superficie del océano se aproximara a la de la atmósfera contigua. El equilibrio de temperatura establecido entre el agua de la superficie del mar y el aire que está por encima debe significar que... cambios en el clima deben reflejarse en cambios en los organismos que viven cerca de la superficie del mar profundo... Cuando recordamos que los sedimentos del fondo oceánico en enormes áreas del océano constan fundamentalmente de caparzones de foraminíferos pelágicos, y que esos animales son sensibles a las variaciones de la temperatura del agua, resulta obvia la conexión entre dichos sedimentos y el cambio climático².

Por tanto, buscando comprender el cambio climático, así como otras transformaciones medioambientales, los científicos están agujereando el enorme reservorio de datos constituido por los sedimentos del fondo oceánico.

² Richard F. Flind, *Glacial and Quaternary Geology* (New York: John Wiley & Sons, 1971), pág. 718.

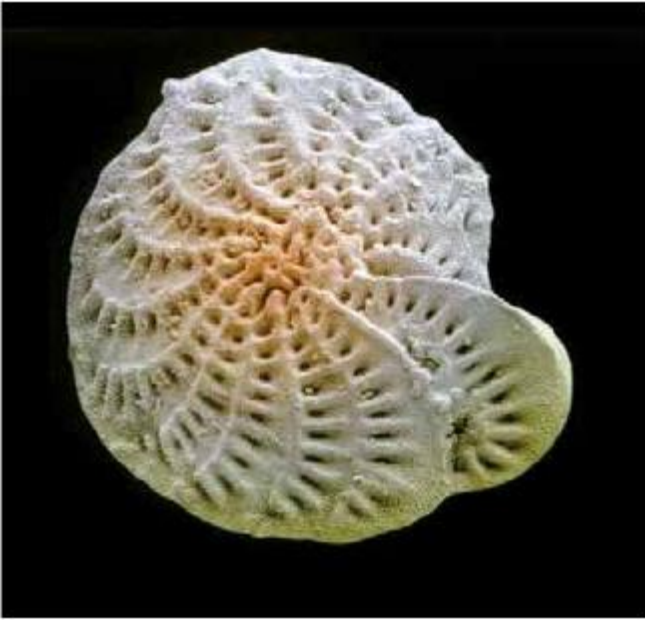


FIGURA 21.3. Imagen del caparazón de un foraminífero tomada al microscopio electrónico de barrido. Estos diminutos microorganismos unicelulares son sensibles incluso a mínimas fluctuaciones de temperatura. Los sedimentos del fondo oceánico que contienen fósiles como este son registros útiles del cambio climático (Foto de Andrew Syred/Photo Researchers, Inc.).

Los testigos de perforación del sedimento recogidos por los barcos perforadores y otros buques de investigación han proporcionado datos de valor incalculable que han ampliado de manera significativa nuestro conocimiento y comprensión de los climas pasados (Figura 21.4).

Un ejemplo notable de la importancia de los sedimentos del fondo oceánico para nuestra comprensión del cambio climático se relaciona con el desciframiento de las condiciones atmosféricas fluctuantes reinantes durante la Edad de Hielo. Los registros de los cambios de temperatura contenidos en los testigos de perforación del sedimento obtenidos del suelo oceánico se han demostrado cruciales para nuestra comprensión actual de este reciente periodo de la historia de la Tierra.³

Análisis de los isótopos de oxígeno

El **análisis de los isótopos de oxígeno** se basa en la determinación precisa de la proporción entre dos isótopos del oxígeno: el O^{16} , que es el más común, y el más pesado, el O^{18} . Una molécula de H_2O puede formarse a partir del O^{16} o del O^{18} . Pero el isótopo más ligero, el O^{16} , se evapora con más facilidad de los océanos. Debido a esto, la precipitación (y por ende el hielo



FIGURA 21.4. El *Chi-yu* (que significa «Tierra» en japonés), el buque perforador científico más avanzado del mundo. Puede perforar a profundidades de hasta 7.000 m por debajo del lecho marino en aguas de hasta 2.500 m de profundidad. Forma parte del programa *Integrated Ocean Drilling* (IODP) (AP Photo/Itsuo Inouye).

glaciar que puede formar) se enriquece en O^{16} . Esto induce una mayor concentración del isótopo más pesado, el O^{18} , en el agua del océano. Por tanto, durante los periodos en los cuales los glaciares son extensos, más cantidad del O^{16} , más ligero, está restringida al hielo, y aumenta la concentración de O^{18} en el agua de mar. A la inversa, durante los periodos interglaciares, más cálidos, cuando la cantidad de hielo glaciar disminuye notablemente, se devuelve más O^{16} al mar, de forma que la proporción de O^{18} en comparación con O^{16} del agua de los océanos también disminuye. Así pues, si tuviéramos algún registro antiguo de los cambios de la proporción O^{18}/O^{16} , podríamos determinar cuándo hubo periodos glaciares y, por consiguiente, cuándo el clima se enfrió más.

Por fortuna, contamos con dichos registros. A medida que ciertos organismos segregan sus caparazones de carbonato cálcico ($CaCO_3$), se va reflejando la proporción O^{18}/O^{16} predominante en la composición de estas partes duras. Cuando los organismos mueren, sus partes duras se depositan en el fondo del océano convirtiéndose en parte de las capas de sedimento ahí. Por consiguiente, los periodos de actividad glaciar pueden determinarse a partir de las variaciones en la proporción de los isótopos de oxígeno encontrada en los

³ Para más información sobre este tema, consúltese «Causas de las Glaciaciones» en el Capítulo 18, página 593.

caparazones de ciertos organismos enterrados en los sedimentos profundos del mar.

La proporción de O^{18}/O^{16} también varía con la temperatura. Se evapora más O^{18} de los océanos cuando las temperaturas son elevadas y menos cuando las temperaturas son bajas. Por tanto, el isótopo pesado es más abundante en la precipitación de las eras cálidas y menos abundante durante los periodos más fríos. Utilizando este principio, los científicos que estudian las capas de hielo y nieve de los glaciares han sido capaces de producir un registro de los cambios de temperaturas en el pasado.

Registro del cambio climático en la Era Glacial

Los testigos de perforación del hielo son una fuente indispensable de datos para reconstruir los climas del pasado (véase Figura 18.37, pág. 596). La investigación basada en testigos de perforación vertical tomados de los casquetes polares de Groenlandia y la Antártida ha cambiado nuestra comprensión básica de cómo actúa el sistema climático.

Los científicos recogen muestras de sondeos con un anillo perforador, como una versión pequeña de las perforadoras que se utilizan para buscar petróleo. Una barra hueca pasa al interior del hielo a través de la cabeza de la perforadora, y se extrae un testigo de hielo. De esta forma se consiguen testigos que a veces superan los 2.000 m de longitud y que pueden representar más de 200.000 años de historia del clima (Figura 21.5A), para estudiar.

El hielo proporciona un registro detallado de los cambios de temperatura del aire y la nieve. Las burbujas

de aire atrapadas en el hielo registran variaciones de la composición atmosférica. Cambios en el dióxido de carbono y el metano están relacionados con la fluctuación de las temperaturas. En los testigos de la perforación del hielo se conservan también los restos atmosféricos, como el polvo transportado por el viento, las cenizas volcánicas, el polen y la contaminación moderna.

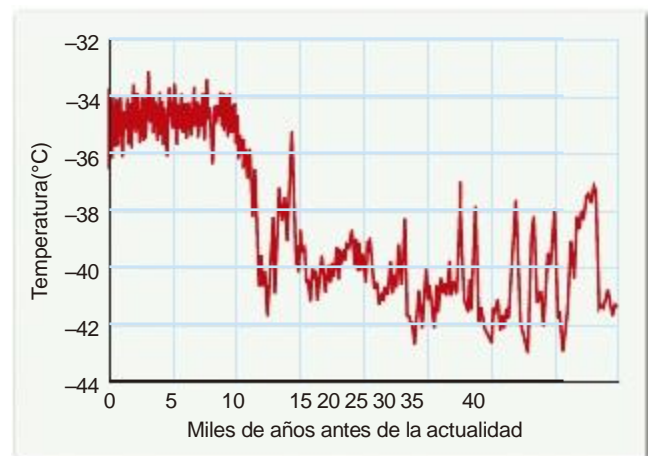
Las temperaturas pasadas se determinan mediante *análisis de los isótopos de oxígeno*. Utilizando esta técnica, los científicos pueden producir un registro de los cambios de temperatura en el pasado. Una porción de dichos registros se muestra en la Figura 21.5B.

Los anillos de los árboles, archivos de la historia medioambiental

Si se mira el corte de un tronco, se verá que contiene una serie de anillos concéntricos. Cada uno de esos anillos de los árboles va aumentando de diámetro desde el centro hacia la periferia (Figura 21.6). Cada año, en las regiones templadas, los árboles añaden una capa de madera nueva debajo de la corteza. Las características de cada anillo, como su tamaño y densidad, reflejan las condiciones ambientales (en especial el clima) que predominaron durante el año en el que se formó el anillo. Condiciones de crecimiento favorables producen un anillo ancho; las condiciones desfavorables producen anillos estrechos. Los árboles que crecen al mismo tiempo en la misma región muestran patrones de anillos similares.



A.



B.

FIGURA 21.5. A. El *National Ice Core Laboratory* es un lugar físico para el almacenamiento del estudio de los testigos de sondeos de hielo tomados de los glaciares de todo el mundo. Estos testigos representan un registro a largo plazo del material depositado desde la atmósfera. El laboratorio da a los científicos la oportunidad de examinar los testigos de perforación del hielo y preserva la integridad de estas muestras en un almacén para el estudio del cambio climático global y las condiciones ambientales del pasado (Foto de USGS/National Ice Core Laboratory). B. Este gráfico, que muestra las variaciones de temperatura durante los últimos 40.000 años, se ha obtenido del análisis de los isótopos de oxígeno de los testigos de hielo recuperados del casquete polar de Groenlandia (Tomado de U.S. Geological Survey).



A.



B.

FIGURA 21.6. A. Antiguos pinos longevos en las White Mountains de California. El estudio de los anillos de crecimiento de los árboles es una de las formas que utilizan los científicos para reconstruir los climas del pasado. Alguno de estos árboles tiene más de 4.000 años de antigüedad (Foto de Dennis Flaherty/Photo Researchers, Inc.). B. Un árbol en crecimiento produce cada año una capa de células nuevas debajo de la corteza. Si el árbol es talado y se examina el tronco (o si se toma un testigo para evitar cortar el árbol), puede verse el crecimiento de cada año como un anillo. Como la cantidad de crecimiento (anchura de un anillo) depende de la precipitación y la temperatura, los anillos de los árboles constituyen registros útiles de los climas del pasado (Foto de J. Krasemann/Photo Researchers, Inc.).

Dado que suele añadirse un anillo de crecimiento cada año, la edad del árbol puede determinarse contando los anillos cuando se tala el árbol. Si se conoce el año en el que se cortó, pueden determinarse la edad del árbol y el año en el que cada anillo se formó contando hacia atrás desde el anillo más externo. Los científicos no se limitan a trabajar con árboles que han sido talados. Pueden tomarse pequeños testigos no destructivos de árboles vivos.

Con el fin de hacer más eficaz el uso de los anillos de los árboles, se han establecido patrones extendidos conocidos como *cronologías de ancho de anillos*. Se producen comparando los patrones de anillos entre árboles de una zona. Si puede identificarse el mismo patrón en dos muestras, una de las cuales ha sido datada, la segunda muestra puede datarse a partir de la primera comparando los patrones de anillos comunes a ambas. Esta técnica, denominada *datación cruzada*, se ilustra en la Figura 21.7. Para algunas regiones se han establecido cronologías de ancho de anillos de los árboles que se extienden miles de años hacia atrás. Para datar una muestra de madera de edad desconocida, se compara su patrón anular con la cronología de referencia.

Las cronologías de ancho de anillos son archivos únicos de la historia ambiental y tienen aplicaciones importantes en disciplinas como la climatología, la geología, la ecología y la arqueología. Por ejemplo, se usan los anillos de los árboles para reconstruir las variaciones climáticas dentro de una región durante periodos de miles de años antes de que hubiera registros históricos humanos. El conocimiento de estas variaciones a largo plazo es de gran valor para hacer juicios relativos al registro reciente del cambio climático.

Otros tipos de datos indirectos

Otras fuentes de datos indirectos que se utilizan para obtener información de los climas pasados son el polen fósil, los corales y los documentos históricos.

Polen fósil

El clima es un factor importante que influye en la distribución de la vegetación; por tanto, la naturaleza de la comunidad vegetal que ocupa una zona es un reflejo del clima. El polen y las esporas son parte de los ciclos vitales de muchas plantas y, al tener paredes resistentes,

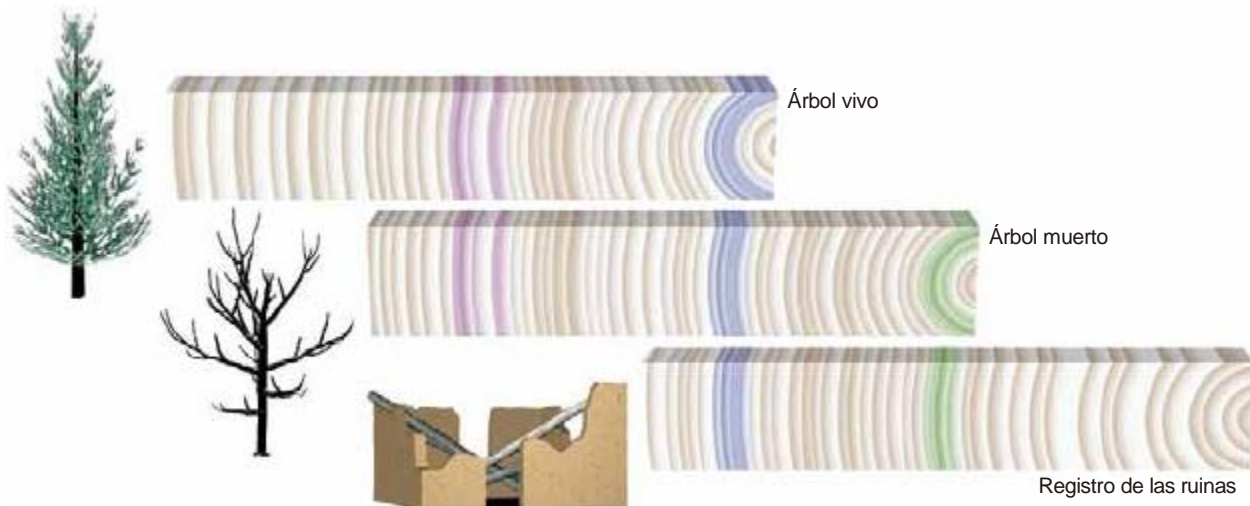


FIGURA 21.7. La datación cruzada es un principio básico en dendrocronología. Aquí, se utiliza para datar un yacimiento arqueológico estableciendo la correlación entre los patrones de los anillos de la madera procedente de árboles de tres épocas diferentes. Primero, se establece una cronología de anillos de los árboles para el área utilizando testigos extraídos de árboles vivos. Esta cronología se extiende todavía más hacia atrás en el tiempo comparando patrones que se superponen de árboles muertos más antiguos. Por último, se determina la fecha de testigos tomados de la madera del interior de las ruinas utilizando la cronología establecida a partir de los otros lugares.

suelen ser los restos vegetales más abundantes, fáciles de identificar y mejor conservados de los sedimentos (Figura 21.8). Analizando el polen de sedimentos datados con precisión, es posible obtener registros de alta resolución de los cambios de vegetación en una zona. A partir de dicha información, pueden reconstruirse los climas del pasado.



FIGURA 21.8. Esta imagen, a falso color, de un microscopio electrónico muestra un surtido de granos de polen. Nótese como el tamaño, la forma y las características de superficie difieren de una especie a otra. El análisis de los tipos y la abundancia de polen en los sedimentos de los lagos y los depósitos de turba proporciona información sobre cómo ha cambiado el clima a lo largo del tiempo (Foto de David Scharf/Science Photo Library).

Corales

Los arrecifes de coral son colonias de corales que viven en aguas someras cálidas y que se forman encima del material duro dejado por los corales del pasado. Los corales construyen sus esqueletos duros a partir de carbonato cálcico (CaCO_3) extraído del agua de mar. El carbonato contiene isótopos de oxígeno que pueden utilizarse para determinar la temperatura del agua en la cual creció el coral.

La porción del esqueleto que se forma en invierno tiene una densidad diferente de la que se forma en verano, debido a variaciones en las velocidades de crecimiento relacionadas con la temperatura y otros factores ambientales. Por tanto, los corales exhiben bandas de crecimiento estacionales muy parecidas a las observadas en los árboles. Se ha establecido la precisión y la fiabilidad de los datos climáticos extraídos de los corales comparando los registros instrumentales recientes con los registros de coral para el mismo periodo. El análisis de isótopos de oxígeno de los anillos de crecimiento del coral puede servir también como una medida indirecta de la precipitación, en particular en áreas donde se producen grandes variaciones en la precipitación anual.

Podemos pensar en los corales como un paleotermómetro que nos permite responder a preguntas importantes sobre la variabilidad climática en los océanos del mundo. La gráfica de la Figura 21.9 es un registro de las temperaturas de la superficie marina de 350 años de antigüedad basado en el análisis isotópico del oxígeno de un testigo de perforación de las islas Galápagos.

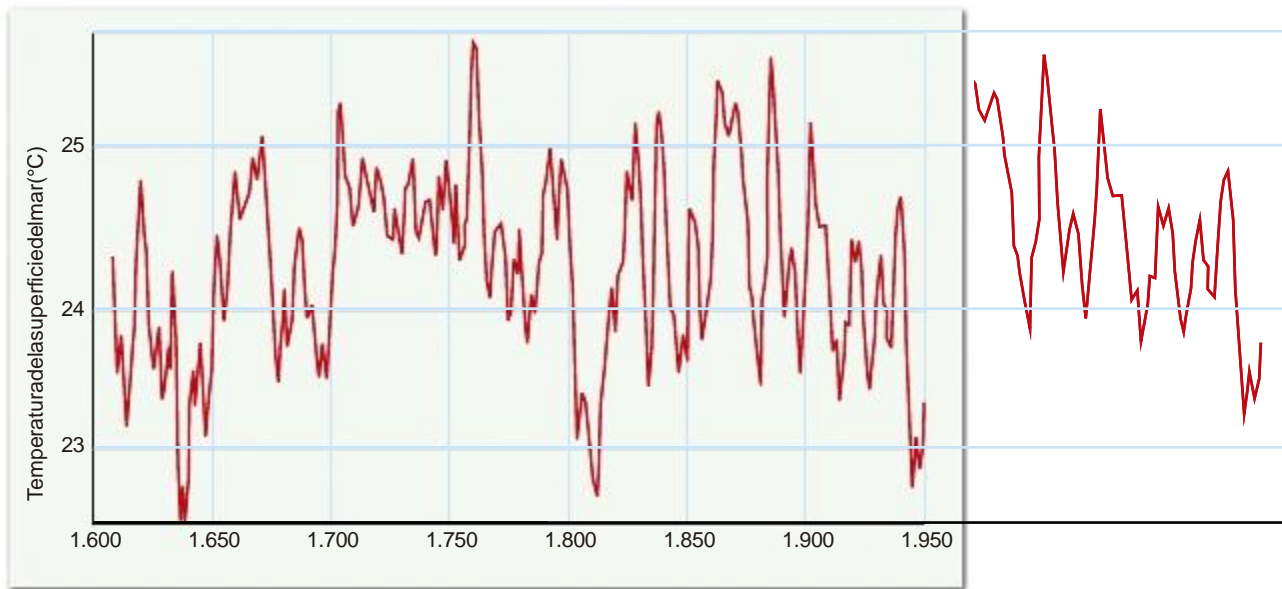


FIGURA 21.9. Esta gráfica muestra un registro de 350 años de las temperaturas de la superficie del mar obtenidas mediante el análisis de isótopos de oxígeno del coral procedente de las islas Galápagos (Tomado de National Climatic Data Center/NOAA).

Datos históricos

Los documentos históricos a veces contienen información útil. Aunque podría parecer que estos registros se prestarían fácilmente al análisis del clima, no es así. La mayoría de los manuscritos se escribieron para otros fines distintos de la descripción del clima. Además, como es comprensible, los escritores no prestaron atención a los periodos de condiciones atmosféricas relativamente estables y solo mencionan las sequías, las tormentas muy fuertes, las ventiscas memorables y otros extremos. No obstante, los registros de las cosechas, las inundaciones y la migración de los pueblos han proporcionado evidencias útiles de las posibles influencias del cambio climático (Figura 21.10).

ALGUNOS CONCEPTOS ATMOSFÉRICOS BÁSICOS

Para entender mejor el cambio climático, es útil poseer algún conocimiento sobre la composición de la estructura de la atmósfera y el proceso por medio del cual se está calentando, esto es, el *efecto invernadero*.

Composición de la atmósfera

El aire *no* es un elemento o compuesto único; más bien es una mezcla de muchos gases, cada uno con sus propias propiedades físicas, en la cual están suspendidas cantidades variables de partículas líquidas y sólidas diminutas.

Aire limpio y seco

Como puede verse en la Figura 21.11, el aire limpio y seco está compuesto casi por completo por dos gases: un 78 por ciento de nitrógeno y un 21 por ciento de oxígeno. Estos gases son los componentes más abundantes del aire y tienen gran importancia para la vida sobre la Tierra, pero tienen poca importancia o ninguna



FIGURA 21.10. Los registros históricos a veces pueden ser útiles en el análisis de los climas del pasado. La fecha para el comienzo de la vendimia otoñal es una medida integrada de temperatura y precipitación durante la estación de crecimiento. Estas fechas se han registrado durante siglos en Europa y proporcionan un registro útil de las variaciones climáticas de año en año (Foto de Owdn Franken/CORBIS).

en los fenómenos atmosféricos. El 1 por ciento restante de aire seco consiste fundamentalmente en el gas inerte argón (0,93 por ciento) además de diminutas cantidades de una serie de otros gases. El dióxido de carbono, presente solo en cantidades mínimas (0,0387 por ciento, o 387 partes por millón), es no obstante un constituyente importante del aire porque tiene la capacidad de absorber la energía calorífica irradiada por la Tierra y, por tanto, influye en el calentamiento de la atmósfera.

El aire contiene muchos gases y partículas que varían significativamente de un momento a otro y de un lugar a otro. Son ejemplos importantes el vapor de agua, el ozono y diminutas partículas de sólido y de líquido.

Vapor de agua

La cantidad de vapor de agua en el aire varía mucho, desde prácticamente nada en absoluto hasta alrededor del 4 por ciento por volumen. ¿Por qué es tan significativa una fracción tan pequeña de la atmósfera? Desde luego, el hecho de que el vapor de agua constituya la fuente de todas las nubes y precipitaciones sería suficiente para explicar su importancia. Sin embargo, el vapor de agua tiene otros papeles. Como el dióxido de carbono, que tiene la capacidad de absorber la energía calorífica que sale de la Tierra, así como algo de energía solar, por lo que es importante cuando examinamos el calentamiento de la atmósfera.

Ozono

Otro componente importante de la atmósfera es el *ozono*. Es una forma de oxígeno que combina tres átomos de oxígeno en cada molécula (O_3). El ozono no es lo mismo que el oxígeno que respiramos, que tiene dos átomos por molécula (O_2). Existe muy poco de este gas en

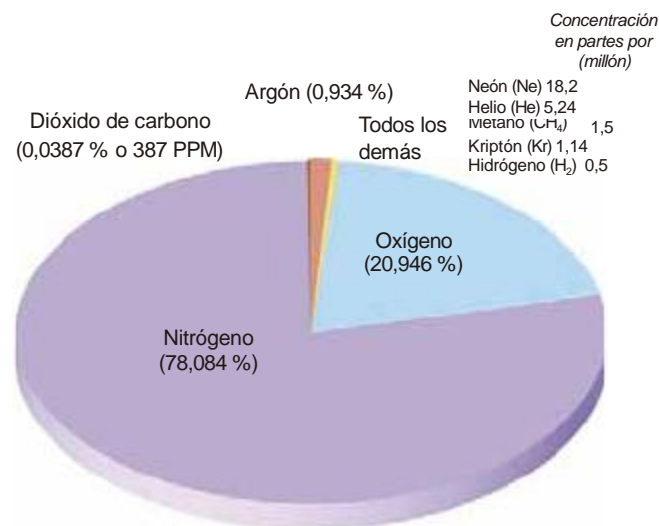


FIGURA 21.11. Volumen proporcional de los gases que componen el aire seco. Obviamente dominan el nitrógeno y el oxígeno.

A veces los alumnos preguntan...

¿No es el ozono un tipo de contaminante?

Sí, tiene razón. Aunque el ozono que aparece de forma natural en la estratosfera es crucial para la vida sobre la Tierra, se considera un contaminante cuando se produce a nivel del suelo porque puede dañar la vegetación y ser nocivo para la salud humana. El ozono es un componente principal de una mezcla nociva de gases y partículas denominada smog fotoquímico. Se forma como consecuencia de reacciones desencadenadas por la luz solar que se producen entre los contaminantes emitidos por los vehículos de motor y las industrias.

la atmósfera y su distribución no es uniforme. Se concentra muy por encima de la superficie terrestre en una capa denominada *estratosfera*, a una altitud comprendida entre 10 y 50 km. La presencia de la capa de ozono en nuestra atmósfera es crucial para los que habitamos la Tierra. La razón de ello es que el ozono absorbe la radiación ultravioleta (UV) potencialmente destructiva procedente del Sol. Si el ozono no filtrara una gran cantidad de la radiación ultravioleta, y si los rayos ultravioleta del Sol alcanzaran la superficie terrestre sin merma, nuestro planeta sería inhabitable para la mayor parte de la vida como la conocemos.

Aerosoles

Los movimientos de la atmósfera son suficientes para mantener una gran cantidad de partículas sólidas y líquidas suspendidas en su interior. El polvo visible a veces nubla el cielo, pero esas partículas relativamente grandes son demasiado pesadas para permanecer en el aire durante mucho tiempo. Sin embargo, muchas partículas son microscópicas y permanecen suspendidas durante considerables periodos. Pueden proceder de muchas fuentes, naturales y fabricadas por el ser humano, entre ellas las sales marinas de las olas rompientes, finas partículas de suelo arrastradas por el aire, humo y hollín de los fuegos, polen y microorganismos levantados por el viento, ceniza y polvo de las erupciones volcánicas, y más. Colectivamente estas diminutas partículas de líquido y sólido se denominan **aerosoles**.

Desde un punto de vista meteorológico, estas partículas diminutas, a menudo invisibles, pueden ser significativas. En primer lugar, muchas actúan como superficie sobre las que puede condensarse el vapor de agua, una función importante en la formación de las nubes y la niebla. En segundo lugar, los aerosoles pueden absorber o reflejar la radiación solar entrante. Por tanto, cuando se está produciendo un episodio de contaminación atmosférica, o cuando las cenizas llenan el cielo después de una erupción volcánica, la cantidad de luz solar que alcanza la superficie terrestre puede verse mesurablemente reducida.

Extensión y estructura de la atmósfera

Decir que la atmósfera empieza en la superficie de la Tierra y se extiende hacia arriba es una obviedad. Sin embargo, ¿dónde acaba la atmósfera y empieza el espacio exterior? No hay un límite nítido; la atmósfera va adelgazándose rápidamente a medida que nos alejamos de la Tierra, hasta que se detectan poquísimas moléculas de gas.

Cambios de presión con la altitud

Para entender la extensión vertical de la atmósfera, examinemos los cambios en la presión atmosférica con la altitud. La presión atmosférica es simplemente el peso del aire que está encima. Al nivel del mar, la presión promedio es ligeramente superior a los 1.000 milibares. Esto corresponde a un peso ligeramente superior a 1 kg por centímetro cuadrado. Obviamente la presión a altitudes mayores es menor (Figura 21.12).

La mitad de la atmósfera se encuentra por debajo de una altitud de 5,6 km. A unos 16 km, se ha atravesado el 90 por ciento de la atmósfera y por encima de los 100 km, solo queda el 0,00003 por ciento de todos los gases

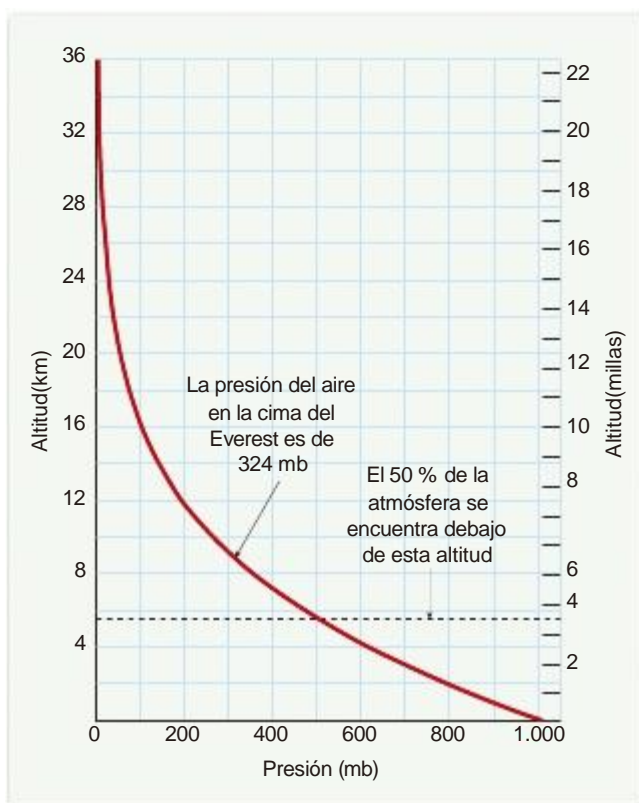


FIGURA 21.12. La presión atmosférica cambia con la altitud. La presión disminuye rápidamente cerca de la superficie terrestre y de forma más gradual a mayores altitudes.

que componen la atmósfera. Aun así, vestigios de nuestra atmósfera se extienden mucho más allá de esta altitud, mezclándose gradualmente con el vacío espacial.

Cambios de temperatura

Además de los cambios verticales en la presión del aire, hay también cambios en la temperatura del aire a medida que ascendemos por la atmósfera. La atmósfera terrestre está dividida verticalmente en cuatro capas en función de la temperatura (Figura 21.13).

La capa inferior en la que vivimos se caracteriza por una disminución de la temperatura al aumentar la altitud y se denomina *troposfera*. El término significa literalmente la región donde el aire «se da la vuelta», una referencia a la mezcla vertical apreciable del aire en esta zona más baja. La troposfera es el foco de estudio principal de los meteorólogos, porque es en esta capa donde se producen esencialmente todos los fenómenos atmosféricos importantes.

La disminución de temperatura en la troposfera se denomina *gradiente geotérmico ambiental*. Su valor promedio es de 6,5 °C por kilómetro, una cifra que se conoce como el *gradiente térmico normal*. Debe destacarse, sin embargo, que el gradiente térmico ambiental no es

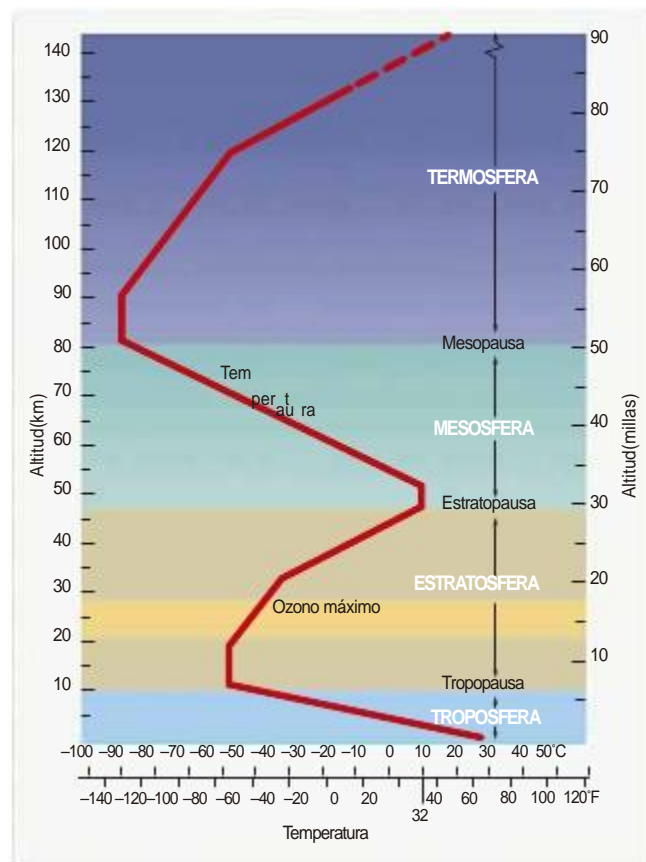


FIGURA 21.13. Estructura térmica de la atmósfera.

una constante, sino que puede ser muy variable y debe medirse con regularidad. Para determinar el gradiente térmico ambiental real, así como para recoger información sobre los cambios verticales de presión, viento y humedad, se utilizan radiosondas. Una *radiosonda* es un equipo de instrumentos que se fija a un globo meteorológico y que transmite datos por radio según va ascendiendo a través de la atmósfera.

El espesor de la troposfera no es igual en todas partes; varía con la latitud y la estación. Como media, la caída de la temperatura continúa hasta una altitud de unos 12 km. El límite externo de la troposfera es la *tropopausa*.

Más allá de la tropopausa se encuentra la *estratosfera*. En esta, la temperatura se mantiene constante a una altitud de unos 20 km y luego empieza un aumento gradual que continúa hasta la *estratopausa*, a una altitud de casi 50 km por encima de la superficie terrestre. Debajo de la tropopausa, propiedades atmosféricas como temperatura y humedad son fácilmente transferidas por turbulencias y mezcla a gran escala. Por encima de la tropopausa, en la estratosfera, no lo son. Las temperaturas aumentan en la estratosfera porque es en esta capa donde está concentrado el ozono de la atmósfera. Recordemos que el ozono absorbe la radiación ultravioleta del Sol. Como consecuencia, la estratosfera se calienta.

En la tercera capa, la *mesosfera*, de nuevo las temperaturas disminuyen con la altitud hasta que, en la *mesopausa*, más de 80 km por encima de la superficie, la temperatura se aproxima a $90\text{ }^{\circ}\text{C}$. Las temperaturas más frías de cualquier parte de la atmósfera se encuentran en la mesopausa.

La cuarta capa se extiende desde la mesopausa hacia el exterior y no tiene un límite superior bien definido. Es la termosfera, una capa que contiene solo una diminuta fracción de la masa de la atmósfera. En el aire extremadamente enrarecido de esta capa más externa,

las temperaturas de nuevo aumentan, debido a la absorción de radiación solar de gran energía y onda muy corta por los átomos de oxígeno y nitrógeno.

Las temperaturas se elevan hasta valores extremadamente altos de más de $1.000\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la termosfera. Pero esas temperaturas no son comparables a las experimentadas cerca de la superficie de la Tierra. La temperatura se define en relación a la velocidad promedio a la cual las moléculas se mueven. Dado que los gases de la termosfera se mueven a velocidades muy elevadas, la temperatura es muy alta. Pero los gases están tan dispersos que, en conjunto, procesan solo una cantidad insignificante de calor.

La energía procedente del Sol

Prácticamente toda la energía que impulsa la variable meteorología y climatología de la Tierra procede del Sol.

De nuestra experiencia cotidiana sabemos que el Sol emite luz y calor, así como los rayos ultravioleta que nos broncean. Estas formas de energía constituyen una proporción muy importante de la energía total que se irradia desde el Sol, pero son solo parte de un gran conjunto de energía denominado *radiación* o *radiación electromagnética*. En la Figura 21.14 se muestra este conjunto o espectro de energía electromagnética. Toda la radiación (rayos X, microondas u ondas de radio) transmite energía a través del vacío espacial a 300.000 km por segundo y solo a una velocidad ligeramente inferior a través de nuestra atmósfera. Cuando un objeto absorbe cualquier forma de energía radiante, el resultado es un aumento del movimiento molecular, lo que causa un aumento correspondiente de la temperatura.

Para entender mejor cómo se calienta la atmósfera, es útil tener un conocimiento general de las leyes básicas que gobiernan la radiación.

1. *Todos los objetos, a cualquier temperatura, emiten energía radiante.* Por ende, no solo los objetos calientes como

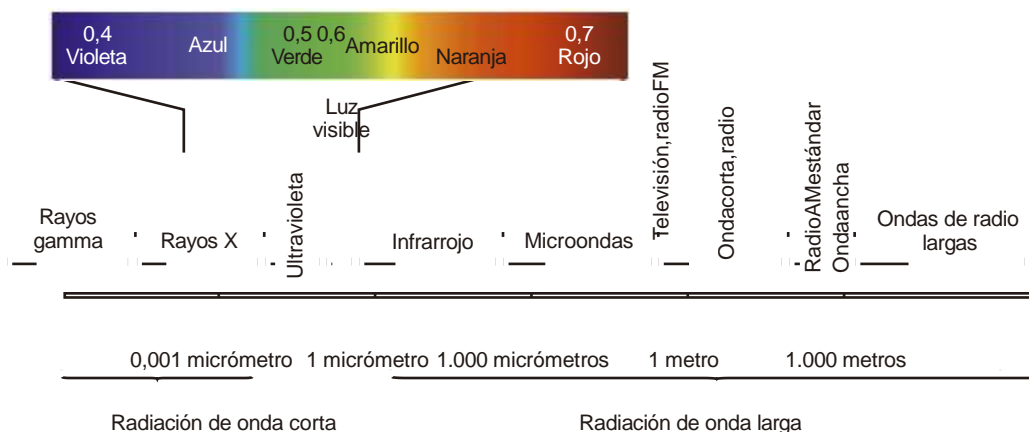


FIGURA 21.14. Espectro electromagnético, en el que se ilustran las longitudes de onda y los nombres de los diversos tipos de radiación.

el Sol, sino también la Tierra, incluidos sus casquetes de hielo polar, emiten continuamente energía.

- Los objetos más calientes irradian más energía total por unidad de superficie que los objetos más fríos.
- Cuanto más caliente es el cuerpo radiante, más corta es la longitud de onda de la radiación máxima.* El Sol, con una temperatura superficial de unos 5.700 °C, irradia energía máxima a 0,5 micras, que está en el intervalo visible. En cuanto a la Tierra, su irradiación máxima se produce a una longitud de onda de 10 micras, de lleno en el infrarrojo (calor). Como la radiación terrestre máxima es aproximadamente 20 veces más larga que la radiación solar máxima, la radiación terrestre suele denominarse *radiación de onda larga* y la radiación solar, *radiación de onda corta*.
- Los objetos que son buenos absorbentes de radiación son también buenos emisores.* La superficie terrestre y el Sol se aproximan a ser irradiadores perfectos porque emiten y absorben con casi un 100 por ciento de eficiencia para sus temperaturas respectivas. Por otro lado, *los gases son absorbentes y emisores selectivos de radiación.* Para algunas longitudes de onda la atmósfera es casi transparente (absorbe poca radiación). Para otras, sin embargo, es casi opaca (un buen absorbente). La experiencia nos dice que la atmósfera es transparente a la luz visible; por tanto, estas longitudes de onda alcanzan fácilmente la superficie terrestre. Esto no ocurre para la radiación de longitud de onda más larga emitida por la Tierra.

El destino de la energía solar entrante

En la Figura 21.15 se muestra el destino de la radiación solar entrante en promedio para el globo terráqueo entero. Nótese que la atmósfera es bastante transparente a la radiación solar entrante. Como media, alrededor del 50 por ciento de la energía solar que alcanza la parte superior de la atmósfera la atraviesa y es absorbida en la superficie terrestre. Otro 20 por ciento es absorbido directamente por las nubes y ciertos gases atmosféricos (entre ellos el oxígeno y el ozono) antes de alcanzar la superficie. El 30 por ciento restante es reflejada de vuelta al espacio por la atmósfera, las nubes y las superficies reflectantes como la nieve y el hielo. La fracción de la radiación total que es reflejada por una superficie se denomina *albedo*. Por tanto, el albedo para la Tierra en conjunto (el albedo *planetario*) es del 30 por ciento.

¿Qué determina si la radiación solar va a ser transmitida a la superficie, dispersada o reflejada de nuevo al espacio? Depende en gran medida de la longitud de onda de la energía transmitida, así como de la naturaleza del material que interviene.

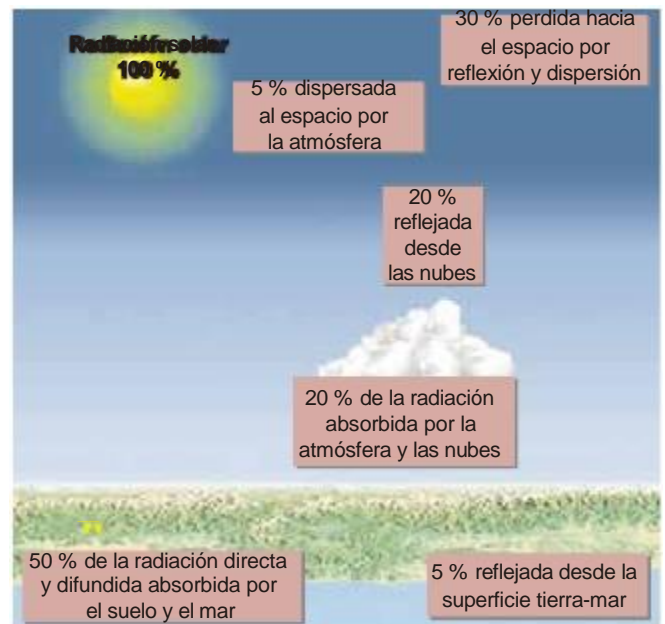


FIGURA 21.15. Distribución porcentual promedio de la radiación solar entrante. La superficie terrestre absorbe más energía solar que la atmósfera. Por consiguiente, el aire no es calentado directamente por el Sol, sino que es calentado indirectamente desde la superficie de la Tierra. Estos porcentajes pueden variar. Por ejemplo, si aumenta la cobertura de nubes o la superficie es más brillante, aumenta el porcentaje de luz reflejada, lo que reduce la cantidad de energía solar que sigue las otras dos trayectorias.

Las cifras mostradas en la Figura 21.15 representan los promedios globales. Los porcentajes reales pueden variar mucho. Una razón importante para gran parte de esta variación tiene que ver con cambios en el porcentaje de la luz reflejada y dispersada de nuevo hacia el espacio (Figura 21.16). Por ejemplo, si el cielo está cubierto, se refleja de vuelta al espacio un porcentaje de luz más elevado que cuando el cielo está despejado.

El calentamiento de la atmósfera: el efecto invernadero

Si la Tierra no tuviera atmósfera, experimentaría una temperatura superficial promedio muy por debajo de la de congelación. Pero la atmósfera calienta el planeta y hace que la Tierra sea habitable. El papel extremadamente importante que desempeña la atmósfera en el calentamiento de la superficie terrestre se ha denominado **efecto invernadero**.

Como se comentó antes, el aire sin nubes es fundamentalmente transparente a la radiación solar de onda corta entrante y, por tanto, la transmite a la superficie de la Tierra. Por el contrario, una proporción significativa de la radiación de onda larga emitida por la superficie tierra-mar de nuestro planeta es absorbida por el

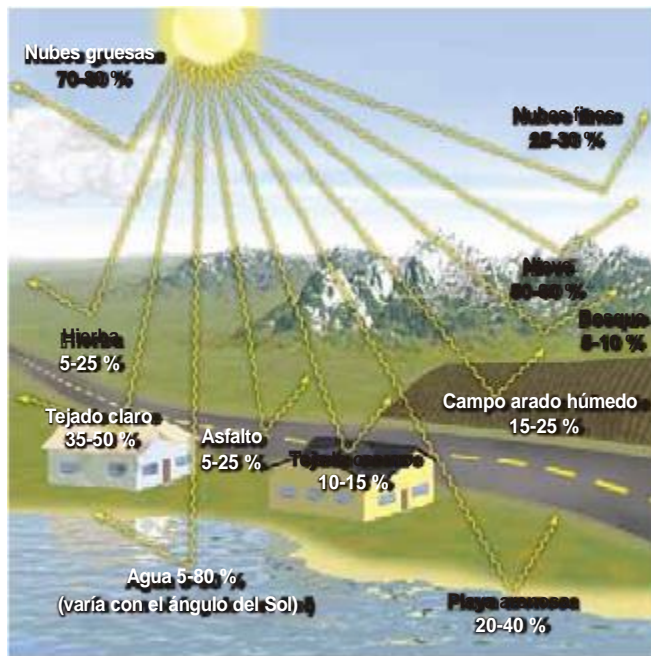


FIGURA 21.16. Albedo (reflectividad) de varias superficies. En general, las superficies de colores claros tienden a ser más reflectantes que las superficies de color oscuro, y por tanto tienen albedos mayores.

vapor de agua, el dióxido de carbono y otros gases de la atmósfera. Esta energía calienta el aire y aumenta la velocidad a la cual irradia energía a la vez al espacio exterior y de vuelta hacia la superficie terrestre. La

A veces los alumnos preguntan...

Si la atmósfera terrestre no tuviera gases de invernadero, ¿cuál sería la temperatura del aire de superficie?

¡Muy fría! La temperatura media de la superficie terrestre sería de unos escalofriantes $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ en vez de la temperatura relativamente cómoda actual de $14,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

energía que se emite de vuelta hacia la superficie hace que esta se caliente más, lo que resulta en mayores emisiones desde la superficie. Este complicado juego de «pasar la patata caliente» mantiene la temperatura media de la Tierra mucho más elevada de lo que estaría de lo contrario (Figura 21.17). Si no existieran estos gases absorbentes en nuestra atmósfera, la Tierra no proporcionaría un hábitat adecuado para los humanos y otras formas de vida animal.

Este fenómeno natural se denominó efecto invernadero, porque antes se pensaba que los invernaderos se calentaban de una manera similar. El vidrio del invernadero permite la entrada de la radiación solar de onda corta, que es absorbida por los objetos del interior. Estos objetos, a su vez, irradian la energía, pero a longitudes de onda más largas, a las cuales el vidrio es casi opaco. El calor, por tanto, es «atrapado» en el invernadero. Se ha demostrado, sin embargo, que el aire del interior de los invernaderos alcanza temperaturas más elevadas que el aire del exterior fundamentalmente porque los

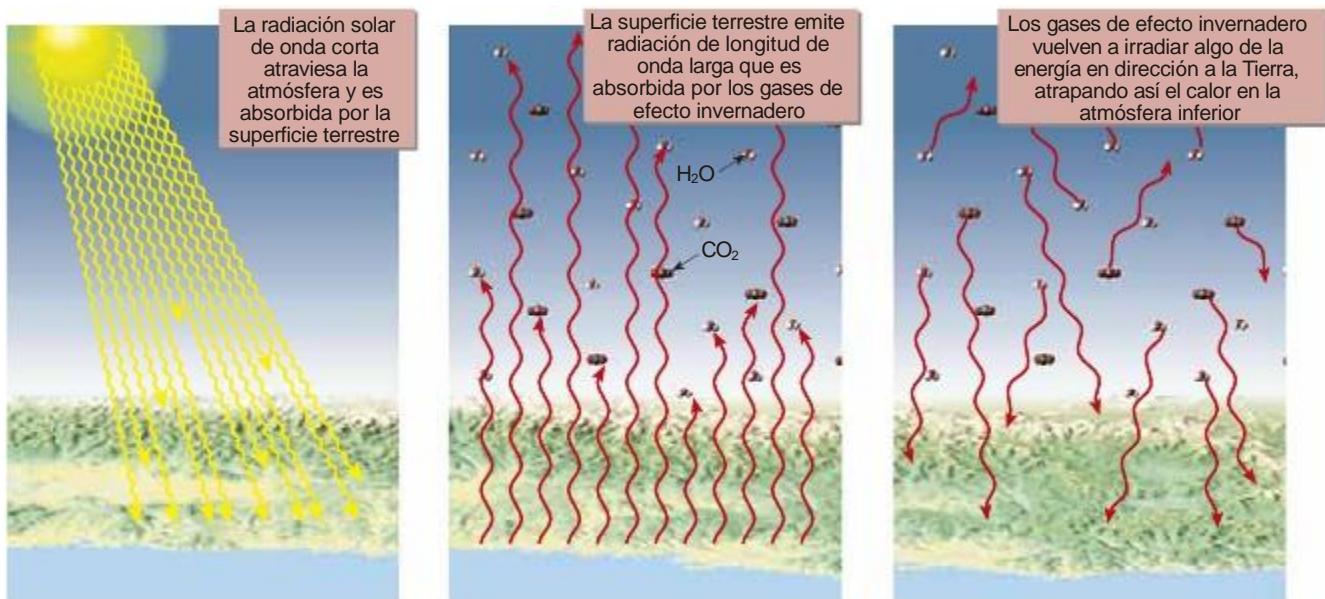


FIGURA 21.17. El calentamiento de la atmósfera. La mayor parte de la radiación de longitud de onda corta procedente del Sol atraviesa la atmósfera y es absorbida por la superficie tierra-mar de la Tierra. Esta energía es luego emitida desde la superficie en forma de radiación de longitud de onda más larga, mucha de la cual es absorbida por ciertos gases de la atmósfera. Algo de la energía absorbida por la atmósfera será reirradiada hacia la Tierra. Este denominado efecto invernadero es responsable de mantener la superficie terrestre mucho más caliente de lo que estaría en otras circunstancias.