

CAPÍTULO 16

Corrientes de aguas superficiales

La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico

Las aguas de escorrentía

Flujo de corriente

Gradiente y características del cauce
Caudal

Cambios de corriente arriba a corriente abajo

Nivel de base y corrientes en equilibrio

Erosión de las corrientes fluviales

Transporte del sedimento por las corrientes

Carga disuelta
Carga suspendida
Carga de fondo
Capacidad y competencia

Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales

Depósitos de canal
Depósitos de llanura de inundación
Abanicos aluviales y deltas

Valles fluviales

Valles estrechos
Valles anchos

Meandros encajados y terrazas fluviales

Redes de drenaje

Modelos de drenaje
Erosión remontante y captura
Formación de una garganta

Inundaciones y control de la inundación

Causas y tipos de inundaciones
Control de inundaciones

Los ríos son muy importantes para los seres humanos. Los utilizamos como vías para el desplazamiento de mercancías, como fuentes de agua para irrigación y como fuente de energía. Sus fértiles llanuras de inundación se han cultivado desde los inicios de la civilización. Cuando se consideran como parte del sistema Tierra, los ríos y las corrientes de agua representan un vínculo básico en el reciclado constante del agua del planeta. Además, el agua de escorrentía es el agente dominante de la alteración del paisaje, erosionando más terreno y transportando más sedimento que cualquier otro proceso. Dado que tanta gente vive cerca de los ríos, las inundaciones se cuentan entre los riesgos geológicos más destructivos. A pesar de las enormes inversiones en diques y presas, los ríos no siempre pueden controlarse.

La Tierra como sistema: el ciclo hidrológico



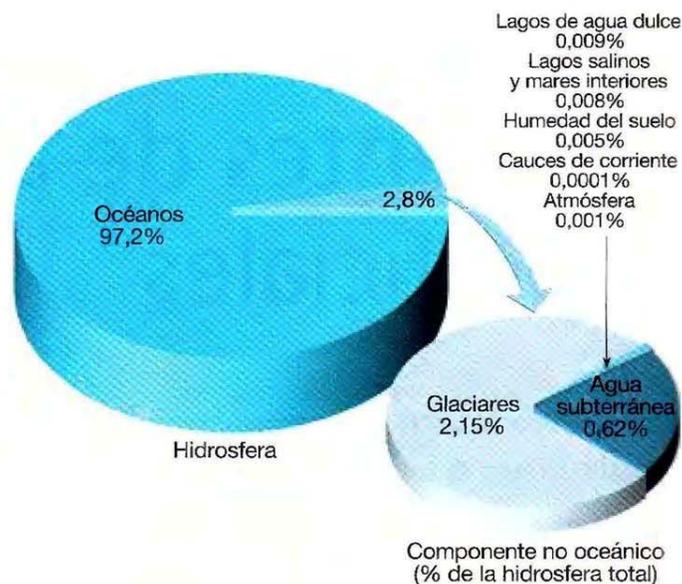
Corrientes de aguas superficiales ▼ El ciclo hidrológico

Todos los ríos desembocan en el mar; sin embargo, el mar no está lleno; hacia el lugar de donde vienen los ríos, hacia allá regresan de nuevo. (Eclesiastés 1,7)

Como indicaba el perceptivo escritor del Eclesiastés, el agua está en continuo movimiento, del océano a la tierra y de vuelta de nuevo en un ciclo interminable. Simplemente, el agua está por todas las partes de la Tierra: en los océanos, los glaciares, los ríos, los lagos, el aire, el suelo y en el tejido vivo. Todos estos «embalses» constituyen la hidrosfera terrestre. En total, el contenido de agua de la hidrosfera es de unos 1.360 millones de kilómetros cúbicos.

La mayor parte de este contenido, alrededor de un 97,2 por ciento, se almacena en los océanos (Figura 16.1). Los casquetes polares y los glaciares representan otro 2,15 por ciento, lo cual deja sólo un 0,65 por ciento que debe dividirse entre los lagos, las aguas corrientes, las aguas subterráneas y la atmósfera (Figura 16.1). Aunque los porcentajes del agua de la Tierra encontrados en cada una de estas últimas fuentes es sólo una pequeña fracción del inventario total, las cantidades absolutas son grandes.

El agua que se encuentra en cada uno de los depósitos dibujados en la Figura 16.1 no permanece en ellos de manera indefinida. El agua puede cambiar rápidamente de un estado de materia (sólido, líquido o gaseoso) a otro a las temperaturas y las presiones existentes en la superficie de la Tierra. Por consiguiente, el agua se está moviendo constantemente entre la hidrosfera, la atmósfera, la tierra

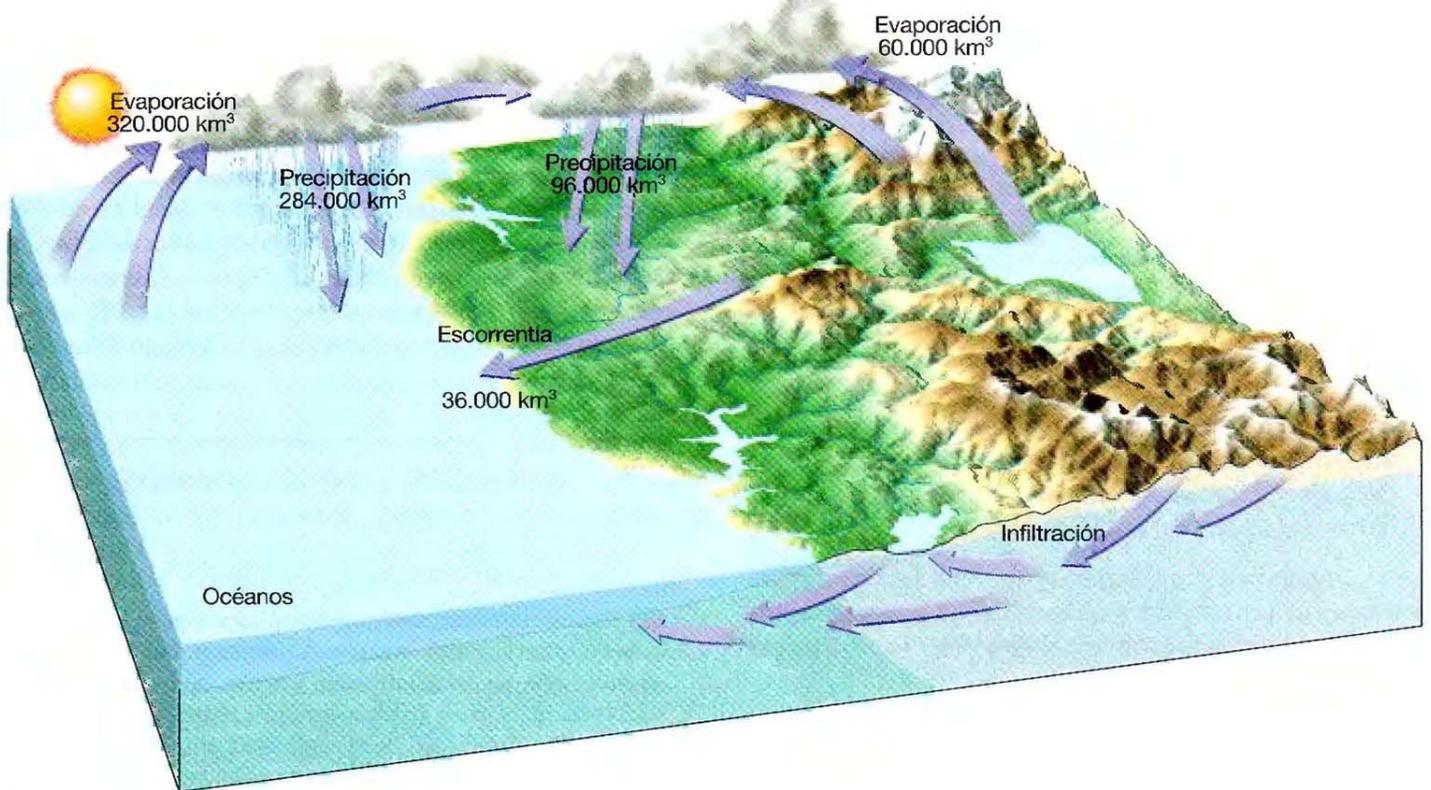


▲ Figura 16.1 Distribución del agua de la Tierra.

sólida y la biosfera. Esta circulación interminable del suministro de agua de la Tierra se denomina **ciclo hidrológico**. El ciclo nos muestra muchas interrelaciones cruciales entre partes diferentes del sistema Tierra.

El ciclo hidrológico es un sistema mundial gigantesco impulsado por la energía del sol, en el cual la atmósfera proporciona el nexos vital entre los océanos y los continentes (Figura 16.2). El agua se evapora en la atmósfera desde el océano y, en un grado mucho menor, desde los continentes. Los vientos transportan este aire cargado de humedad, a menudo a grandes distancias, hasta que las condiciones hacen que la humedad se condense en nubes y caiga como precipitación. La precipitación que cae en el océano ha completado su ciclo y está dispuesta a empezar otro. El agua que cae en el continente, sin embargo, debe completar su camino de vuelta al océano.

¿Qué ocurre con la precipitación cuando ha caído en el continente? Una parte del agua penetra en el suelo (**infiltración**) y se mueve hacia abajo, luego en dirección lateral y, por fin, rezuma en los lagos, los ríos o directamente en el océano. Cuando la velocidad de caída de la lluvia es mayor que la capacidad del suelo para absorberla, el agua adicional fluye sobre la superficie en lagos y corrientes, un proceso denominado **escorrentía**. Gran parte del agua que se infiltra o se escurre acaba por encontrar la manera de volver a la atmósfera por medio de la evaporación desde el suelo, los lagos y las corrientes. Además, una parte del agua que se infiltra en el suelo es absorbida por las plantas, que después la liberan a la atmósfera. Este proceso se denomina **transpiración** (*trans* = a través; *spiro* = respirar).



▲ **Figura 16.2** Balance del agua en la Tierra. Cada año, la energía solar evapora alrededor de 320.000 kilómetros cúbicos de agua de los océanos, mientras que la evaporación en los continentes (incluidos lagos y corrientes) contribuye con 60.000 kilómetros cúbicos de agua. De este total de 380.000 kilómetros cúbicos de agua, unos 284.000 kilómetros cúbicos caen de nuevo en el océano, y los 96.000 kilómetros cúbicos restantes caen en la superficie terrestre. De estos 96.000 kilómetros cúbicos, sólo 60.000 se evaporan desde el continente, dejando 36.000 kilómetros cúbicos de agua que erosionan el terreno durante su viaje de vuelta a los océanos.

Cada año, un campo de cultivo puede transpirar una cantidad de agua equivalente a una capa de 60 centímetros de profundidad sobre todo el campo. La misma superficie con árboles puede bombear el doble de esta cantidad a la atmósfera. Dado que no podemos distinguir claramente entre la cantidad de agua que se evapora y la cantidad que es transpirada por las plantas, se suele utilizar el término **evapotranspiración** para definir el efecto combinado.

Cuando la precipitación cae en áreas muy frías (a latitudes o elevaciones altas) el agua no puede infiltrarse, correr o evaporarse inmediatamente. En cambio, entra a formar parte de un campo de nieve o de un glaciar. De esta manera los glaciares almacenan grandes cantidades de agua sobre el terreno. Si los glaciares actuales se derritieran y liberasen el agua que tienen almacenada, el nivel del mar se elevaría varias decenas de metros en todo el mundo y sumergiría muchas áreas costeras densamente pobladas. Como veremos en el Capítulo 18, en los últimos dos millones de años, se han formado y derretido en varias ocasiones inmensos casquetes continentales, cambiando en cada ocasión el equilibrio del ciclo hidrológico.

En la Figura 16.2 se muestra también el *balance hidrológico* general de la Tierra, o el volumen de agua que pasa al año por cada parte del ciclo. La cantidad de vapor de agua que hay en el aire es tan sólo una diminuta fracción del abastecimiento de agua total de la Tierra. Pero las cantidades absolutas que son recicladas a través de la atmósfera en el período de un año son inmensas: unos 380.000 kilómetros cúbicos. Según los cálculos, en Norteamérica las corrientes de aire en movimiento transportan casi seis veces más agua que todos los ríos del continente.

Es importante saber que el ciclo hidrológico está en equilibrio. Dado que el vapor de agua total de la atmósfera permanece aproximadamente igual, la precipitación anual media sobre la Tierra debe ser igual a la cantidad de agua evaporada. Sin embargo, si se consideran juntos todos los continentes, la precipitación excede a la evaporación. A la inversa, sobre los océanos, la evaporación supera a la precipitación. Dado que el nivel de los océanos mundiales no está disminuyendo, el sistema debe estar en equilibrio.

El trabajo erosivo llevado a cabo por unos 36.000 kilómetros cúbicos de agua que fluyen anualmente desde el

continente hasta el océano es enorme. Arthur Bloom lo describió acertadamente como sigue:

La altura continental media es de unos 823 metros por encima del nivel del mar... Si suponemos que los 36.000 kilómetros cúbicos de agua de escorrentía anual fluyen pendiente abajo una media de 823 metros, puede calcularse la energía mecánica potencial del sistema. Potencialmente, la escorrentía de todos los continentes generará continuamente casi 9×10^9 kW. Si toda esta energía se utilizara para erosionar el terreno, sería comparable a tener... un rascador impulsada por caballos o pala trabajando en un trozo de tierra de 3 acres, día y noche, todo el año. Por supuesto, una gran parte de la energía potencial de la escorrentía se pierde como calor de fricción por el flujo turbulento y las salpicaduras del agua*.

Aunque sólo un pequeño porcentaje de la energía de las aguas de escorrentía se utiliza para erosionar la superficie, estas últimas constituyen *el agente más importante que esculpe la superficie de la Tierra*.

En resumen, el ciclo hidrológico representa la circulación continua del agua de los océanos a la atmósfera, de la atmósfera a los continentes y, desde los continentes, de vuelta al mar. El desgaste de la superficie terrestre se atribuye en gran medida a la última de estas etapas, a la que está dedicado fundamentalmente el resto de este capítulo.

Las aguas de escorrentía

Aunque hemos dependido siempre en gran medida de las corrientes de agua, su origen nos resultó esquivo durante siglos. No fue hasta el siglo XVI cuando nos dimos cuenta de que las corrientes de agua eran abastecidas por la escorrentía superficial y por las aguas subterráneas, las cuales, en último término, tenían su origen en la lluvia y en la nieve.

El agua de escorrentía fluye inicialmente por el suelo en finas y extensas láminas en lo que se denomina apropiadamente **escorrentía en lámina**. La cantidad de agua que discurre de esta manera, en vez de hundirse en el suelo, depende de la **capacidad de infiltración** del suelo. La capacidad de infiltración está controlada por muchos factores, entre ellos: (1) la intensidad y la duración de la precipitación; (2) el estado de humedad previo del suelo; (3) la textura del suelo; (4) la pendiente del terreno, y (5) la naturaleza de la cubierta vegetal. Cuando el suelo se satura, comienza la escorrentía en lámina como

una capa de tan sólo unos milímetros de grosor. Después de fluir como una lámina fina no confinada durante una corta distancia, los hilos de corriente suelen desarrollarse y empiezan a formarse pequeños canales denominados **acanaladuras** transportando el agua a una corriente.

El resto de este capítulo se concentrará en la parte del ciclo hidrológico en la cual el agua se desplaza en cauces o canales de corriente. La discusión abordará fundamentalmente las corrientes de las regiones húmedas. Las corrientes son también importantes en los paisajes áridos, pero esa cuestión se examinará en el Capítulo 19: «Desiertos y vientos».

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN...

¿Cuál es la diferencia entre una corriente y un río?

En el uso común, estos términos implican el tamaño relativo (un río es más grande que una corriente, y ambos son más grandes que un riachuelo o un arroyo). Sin embargo, en Geología no es así: la palabra corriente se utiliza para designar un flujo canalizado de cualquier tamaño, desde un riachuelo pequeño hasta el río más extraordinario. Es importante observar que aunque los términos río y corriente a veces se utilizan indistintamente, el término río suele preferirse al describir una gran corriente en la que fluyen varios afluentes.

Flujo de corriente



Corrientes de aguas superficiales ▼ Características de las corrientes

El agua puede fluir de dos maneras: como **flujo laminar** o como **flujo turbulento**. Cuando el movimiento es laminar, las partículas de agua fluyen en trayectorias rectas que son paralelas al cauce. Las partículas de agua se mueven corriente abajo sin mezclarse. Por el contrario, cuando el flujo es turbulento, el agua se mueve de una manera confusa y errática, que a menudo se caracteriza por la presencia de remolinos turbulentos.

La velocidad de la corriente es un factor fundamental que determina si el flujo va a ser laminar o turbulento. El flujo laminar sólo es posible cuando el agua se mueve muy lentamente a través de un cauce suave. Si la velocidad aumenta o el canal se vuelve abrupto, el flujo laminar cambia a flujo turbulento. El movimiento del agua en las corrientes suele ser lo bastante rápido como para que el flujo sea turbulento. El movimiento pluridireccional del flujo turbulento erosiona el cauce de la corriente y mantiene suspendido el sedimento dentro del

* *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms* (Englewood Cliffs, N. J.: Prentice Hall, 1978), pág. 97.

agua, de manera que pueda ser transportado corriente abajo, con gran eficacia.

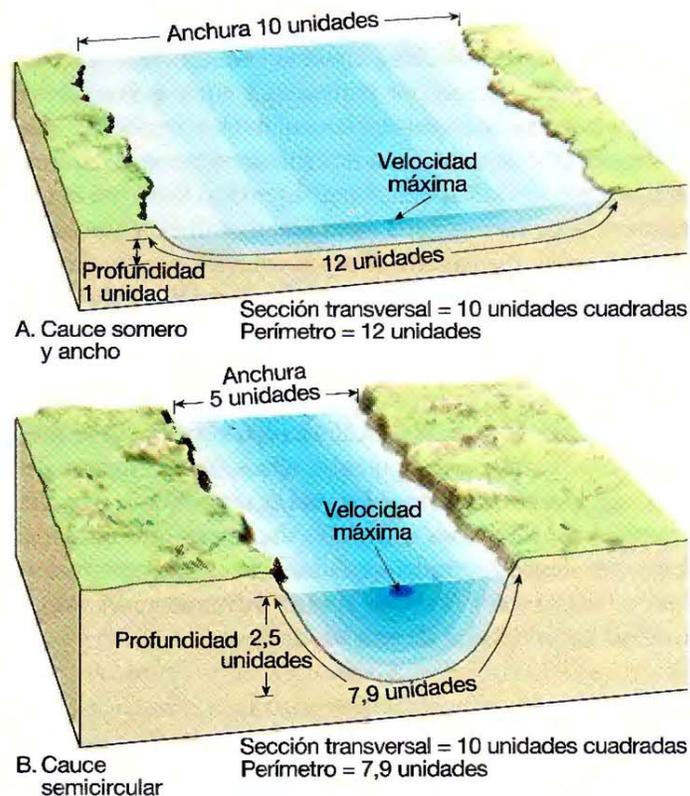
El agua que fluye se abre camino hacia el mar bajo la influencia de la gravedad. Algunas corrientes perezosas fluyen a una velocidad inferior a 1 kilómetro por hora, mientras que en algunos rápidos pueden superar los 30 kilómetros por hora. Las velocidades se determinan en estaciones de medición, que hacen determinaciones en varios puntos a través del cauce del río y luego se calcula la media. Esto se hace porque la velocidad del movimiento del agua no es uniforme dentro del cauce de una corriente. Cuando el cauce es recto, las mayores velocidades se producen en el centro, justo por debajo de la superficie (Figura 16.3). Aquí es donde la fricción es menor. Las velocidades mínimas se encuentran a lo largo de los lados y en el fondo (lecho) del cauce, donde la fricción es siempre mayor. Cuando el cauce de una corriente tiene curvas o es tortuoso, el flujo más rápido no se encuentra en el centro. En cambio, la zona de velocidad máxima se desvía hacia el lado externo de cada recodo. Como veremos más tarde, esta desviación desempeña un papel importante en la erosión del cauce en ese lado.

La capacidad de una corriente para erosionar y transportar material está directamente relacionada con su velocidad. Variaciones incluso ligeras de velocidad pueden inducir cambios significativos en la carga de sedimento que el agua puede transportar. Varios factores determinan la velocidad de una corriente y, por consiguiente, controlan la cantidad de trabajo erosivo que una corriente puede llevar a cabo. Entre esos factores se cuentan: (1) el gradiente; (2) la forma, el tamaño y la irregularidad del cauce, y (3) el caudal.

Gradiente y características del cauce

Por supuesto, uno de los factores más obvios que controlan la velocidad de la corriente es el **gradiente**, o pendiente, de un cauce fluvial. El gradiente se expresa normalmente como la caída vertical de una corriente a lo largo de una distancia dada. Los gradientes varían considerablemente de una corriente a otra, así como a lo largo del curso de una corriente determinada.

Zonas bajas del río Mississippi, por ejemplo, tienen gradientes de 10 centímetros por kilómetro y menores. Sólo a modo de comparación, algunos cauces de corrientes de montaña empinados disminuyen de elevación a un ritmo de más de 40 metros por kilómetro, es decir, con un desnivel 400 veces más abrupto que el del bajo Mississippi. Cuanto mayor sea la inclinación del gradiente, mayor será la energía disponible para el flujo de la corriente. Si dos corrientes son idénticas en todos los aspectos, excepto en el gradiente, la corriente con el gradiente más elevado tendrá obviamente la mayor velocidad.



▲ **Figura 16.3** Influencia de la forma del cauce sobre la velocidad. A. En este cauce somero y ancho la corriente se mueve más despacio que en el cauce semicircular debido a la mayor fricción por arrastre. B. La sección transversal de este cauce semicircular es el mismo que el de la parte A, pero tiene menos agua en contacto con su cauce y, por consiguiente, menos fricción por arrastre. Por tanto, el agua fluirá más deprisa en el canal B, si permanecen igual todos los demás factores. C. El U. S. Geological Survey recogen registros continuos de la altura y el caudal en más de 7.000 estaciones de aforo en Estados Unidos. Las velocidades medias se determinan mediante las mediciones procedentes de varios puntos a través de la corriente. Esta estación se encuentra en Río Grande, al sur de Taos, Nuevo México. (Foto de E. J. Tarbuck.) D. Molinete hidráulico utilizado para medir la velocidad de la corriente en una estación de aforo.

La *forma transversal* de un canal determina la cantidad de agua que estará en contacto con el cauce y, por tanto, afecta a la fricción por arrastre. El cauce más eficaz es aquel cuya área transversal tiene el menor perímetro. En la Figura 16.3 se comparan dos formas de cauce. Aunque el área transversal de los dos es idéntica, la forma semicircular tiene menos agua en contacto con el cauce y, por consiguiente, menos fricción por arrastre. Como consecuencia, si todos los demás factores son iguales, el agua fluirá con mayor rapidez en el cauce semicircular.

El tamaño y la irregularidad del cauce afectan también a la cantidad de fricción. Un aumento del tamaño del cauce reduce el radio del perímetro con respecto al área transversal y, por consiguiente, aumenta la eficacia del flujo. El efecto de la irregularidad es obvio. Un canal liso propicia un flujo más uniforme, mientras que un canal irregular lleno de enormes piedras crea suficiente turbulencia como para retrasar significativamente el movimiento hacia delante de la corriente.

Caudal

El **caudal** de una corriente es la cantidad de agua que atraviesa un determinado punto en una unidad de tiempo concreta. Suele medirse en metros cúbicos por segundo. El caudal se determina multiplicando el área transversal de una corriente por su velocidad:

$$\text{caudal (m}^3\text{/segundo)} = \text{anchura del cauce (m)} \times \text{profundidad del cauce (m)} \times \text{velocidad (m/segundo)}$$

En la Tabla 16.1 se enumeran los ríos más grandes del mundo en términos de caudal. El mayor de Norteamérica, el Mississippi, tiene un caudal medio de 17.300 m³ por segundo. Aunque esto es una enorme cantidad de agua, queda no obstante empuñada por el extraordinario Amazonas, el río más grande del mundo. Drenando un área que es casi las tres cuartas partes del tamaño de Esta-

dos Unidos y con una media de unos 200 centímetros de lluvia al año, el Amazonas tiene un caudal 12 veces superior al del Mississippi. De hecho, se ha calculado que la fluencia del Amazonas constituye alrededor del 15 por ciento del total de agua dulce que descargan en el océano todos los ríos del mundo. ¡Su descarga de tan sólo un día abastecería las necesidades de agua de la ciudad de Nueva York durante 9 años!

Los caudales de la mayoría de los ríos distan mucho de ser constantes. Esto se debe a variables como las precipitaciones y el deshielo. Cuando cambia el caudal, los factores indicados antes deben cambiar también. Cuando aumenta el caudal, la anchura o la profundidad del cauce deben incrementarse o el agua debe fluir más rápidamente, o debe cambiar alguna combinación de esos factores. De hecho, las determinaciones demuestran que cuando aumenta la cantidad de agua de una corriente, la anchura, profundidad y velocidad aumentan de una manera ordenada (Figura 16.4). Para manejar el agua adicional, la corriente aumentará el tamaño de su cauce ensanchándolo y profundizándolo. Como vimos antes, cuando el tamaño del cauce aumenta, hay una cantidad proporcionalmente menor de agua en contacto con el lecho y las riberas del cauce. Esto significa que se reduce la fricción, que actúa retrasando el flujo. Cuanto menor sea la fricción, con mayor rapidez fluirá el agua.

Cambios de corriente arriba a corriente abajo

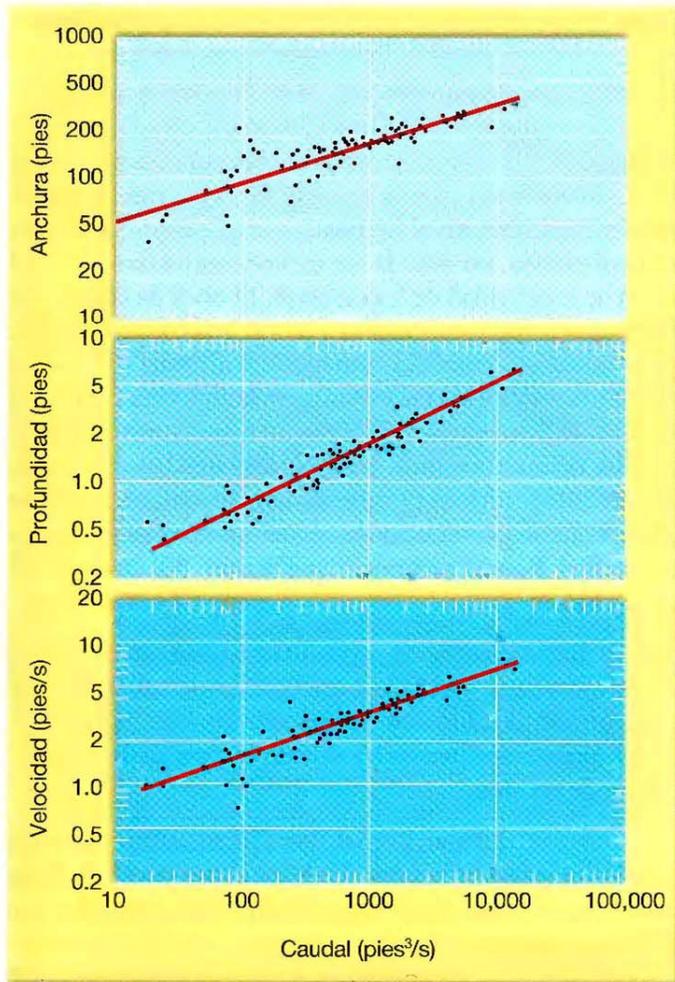


Corrientes de aguas superficiales ▼ Características de las corrientes

Una forma útil de estudiar una corriente de agua es examinar su **perfil longitudinal**. Dicho perfil es simplemente una sección de una corriente desde su área de origen

Tabla 16.1 Los ríos más largos del mundo clasificados por caudal

Calificación	Río	País	Cuenca	Caudal medio
			Kilómetros cuadrados	Metros cúbicos por segundo
1	Amazonas	Brasil	5.778.000	212.400
2	Congo	Zaire	4.014.500	39.650
3	Changiang	China	1.942.500	21.800
4	Brahmaputra	Bangladesh	935.000	19.800
5	Ganges	India	1.059.300	18.700
6	Yenisei	Rusia	2.590.000	17.400
7	Mississippi	Estados Unidos	3.222.000	17.300
8	Orinoco	Venezuela	880.600	17.000
9	Lena	Rusia	2.424.000	15.500
10	Paraná	Argentina	2.305.000	14.900



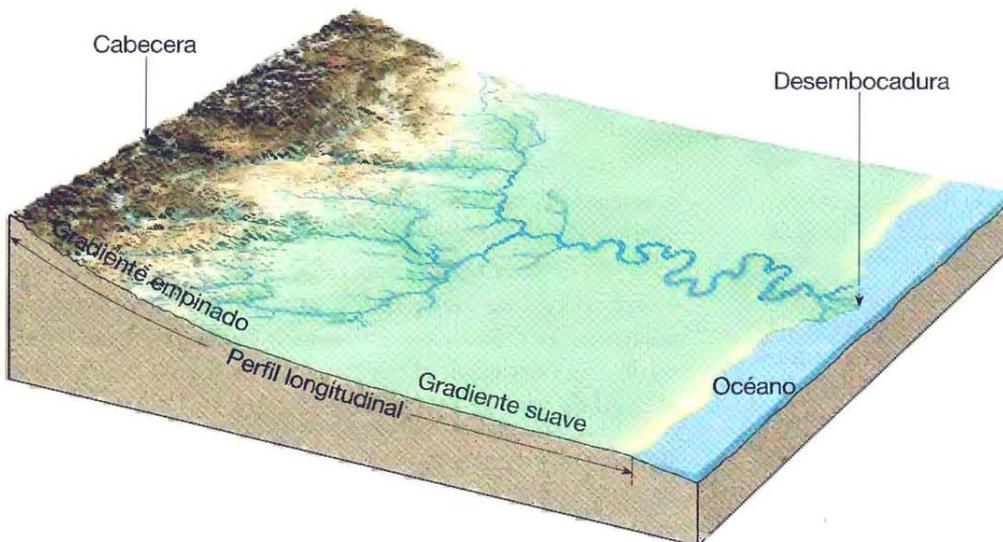
▲ **Figura 16.4** Relación entre la anchura, la profundidad y la velocidad con el caudal del río Powder en Locate, Montana. Conforme aumenta el caudal, lo hacen de una manera ordenada la anchura, la velocidad y la profundidad. (Tomado de L. B. Leopold y Thomas Maddock, Jr., U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 1953.)

denominada **cabecera** hasta su **desembocadura**, el punto aguas abajo donde el río se vacía en otro cuerpo acuoso. Examinando la Figura 16.5, se puede ver que la característica más obvia de un perfil longitudinal típico es un gradiente decreciente constante desde la cabecera hasta la desembocadura. Aunque existen muchas irregularidades locales, el perfil general es una suave curva cóncava en sentido ascendente.

El perfil longitudinal muestra que el gradiente disminuye corriente abajo. Para ver cómo cambian otros factores en la misma dirección, deben hacerse observaciones y medidas. Los datos recogidos en estaciones de aforo sucesivas a lo largo del río, demuestran que el caudal aumenta hacia la desembocadura. Esto no debería pillarnos de sorpresa, porque, a medida que descendemos corriente abajo, cada vez más afluentes aportan agua al cauce principal. En el caso del Amazonas, por ejemplo, unos 1.000 afluentes se unen al río principal a lo largo de su curso, de 6.500 kilómetros, a través de Suramérica.

Además, en la mayoría de las regiones húmedas se está añadiendo continuamente más agua procedente del agua subterránea. Debido a ello, deben cambiar la anchura, la profundidad y la velocidad en respuesta al mayor volumen de agua transportada por la corriente. De hecho, se ha demostrado que los cambios corriente abajo de esas variables varían de una manera similar a lo que ocurre cuando aumenta el caudal en un lugar; es decir, aumentan de manera sistemática la anchura, la profundidad y la velocidad.

El aumento observado de la velocidad media corriente abajo contradice nuestras impresiones intuitivas relativas a las corrientes montañosas, turbulentas y salvajes, y a la placidez y anchura de los ríos de las tierras bajas. La corriente de montaña tiene velocidades turbulen-



◀ **Figura 16.5** El perfil longitudinal es un corte a lo largo de la longitud de una corriente fluvial. Obsérvese la curva cóncava hacia arriba del perfil, con un gradiente más inclinado corriente arriba y un gradiente más suave corriente abajo.

tas instantáneas mucho más elevadas, pero el agua se desplaza en vertical, en lateral y de hecho corriente arriba en algunos casos. Por tanto, la velocidad media del flujo puede ser inferior en un río plácido y ancho, que «fluye pausadamente» con mucha eficacia y bastante menos turbulencia.

En la región de la cabecera, donde el gradiente es más empinado, el agua debe fluir en un cauce relativamente pequeño y a menudo lleno de grandes piedras. El pequeño cauce y el lecho escarpado crean gran fricción e inhibición del movimiento enviando el agua en todas direcciones con casi tanto movimiento aguas arriba como aguas abajo. Sin embargo, conforme se avanza corriente abajo, el material del lecho de la corriente se hace mucho más pequeño, ofreciendo menos resistencia al flujo, y la anchura y la profundidad del cauce aumentan hasta acomodarse al mayor caudal. Estos factores, en especial un cauce más ancho y más profundo, permiten que el agua fluya más libremente y, por consiguiente, con mayor rapidez.

En resumen, hemos visto que hay una relación inversa entre gradiente y caudal. Donde el gradiente es alto, el caudal es pequeño y donde el caudal es grande, el gradiente es pequeño. Dicho de otra manera, una corriente puede mantener una velocidad más elevada cerca de su desembocadura aun cuando tenga un gradiente menor que corriente arriba debido al mayor caudal, al mayor cauce y al lecho más suave.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

El parte meteorológico de la zona donde vivo suele incluir información sobre la elevación del río que atraviesa la región. ¿Qué es exactamente la «elevación»?

Es una de las mediciones básicas realizadas en cada una de las más de 7.000 estaciones de aforo de Estados Unidos. La elevación es simplemente la altura del agua superficial en relación con un punto de referencia fijado arbitrariamente. La medición suele realizarse en una estación de aforo. Esta estructura está formada por un pozo excavado a lo largo de la orilla del río con un armazón a su alrededor que protege el equipo que se encuentra en su interior. El agua entra o sale a través de una o más tuberías que permiten que el agua del pozo ascienda o descienda al mismo nivel que el río. El equipo de registro de la estación de aforo registra el nivel del agua del pozo (la altura del río). Luego se puede acceder a los datos registrados por vía telefónica o éstos pueden ser transmitidos por satélite. Los datos se utilizan para publicar advertencias de inundación, entre otras cosas.

Nivel de base y corrientes en equilibrio

En 1875, John Wesley Powell, el geólogo pionero que exploró por primera vez el Gran Cañón y luego dirigió el U. S. Geological Survey, introdujo el concepto de que hay un límite hacia abajo para la erosión de la corriente fluvial, que se denomina **nivel de base**. Aunque la idea es relativamente obvia, no deja de ser un concepto clave en el estudio de la actividad de la corriente. El nivel de base se define como la menor elevación a la cual una corriente puede profundizar su cauce. En esencia, es el nivel al cual una corriente desemboca en el océano, un lago u otra corriente. El nivel de base explica el hecho de que la mayoría de los perfiles de las corrientes tenga gradientes bajos cerca de sus desembocaduras, porque las corrientes se aproximan a la elevación por debajo de la cual no pueden erosionar sus lechos. Powell reconoció que existen dos tipos de nivel de base:

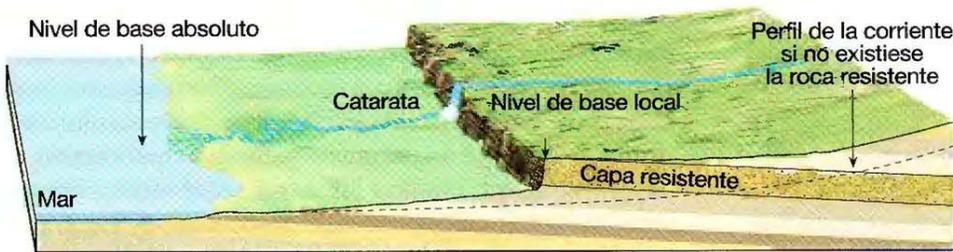
Podemos considerar el nivel del mar como un nivel de base principal, por debajo del cual las tierras secas no pueden ser erosionadas; pero podemos tener también, para propósitos locales o transitorios, otros niveles de base de erosión*.

Al nivel del mar, al cual Powell denominó «nivel de base principal», se le conoce ahora como **nivel de base absoluto**. Los **niveles de base locales** o **temporales** son los lagos, las capas de roca resistentes y muchas corrientes fluviales que actúan como niveles de base para sus afluentes. Todos tienen la capacidad de limitar una corriente a un cierto nivel.

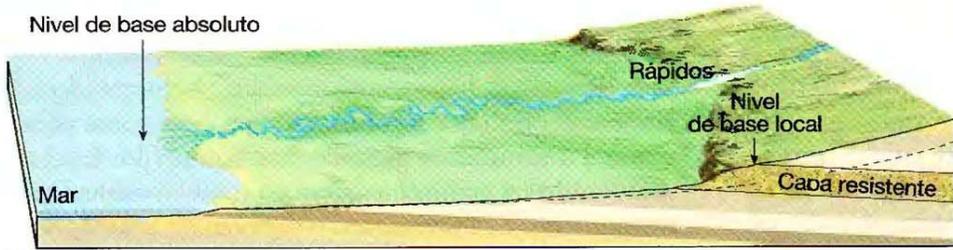
Por ejemplo, cuando una corriente entra en un lago, su velocidad se aproxima rápidamente a cero y cesa su capacidad de erosionar. Por tanto, el lago evita que la corriente erosione por debajo de su nivel en cualquier punto corriente arriba del lago. Sin embargo, dado que la desembocadura del lago puede producir erosión descendente y drenar el lago, este último representa sólo un impedimento transitorio a la capacidad de la corriente para erosionar su cauce. De una manera similar, la capa de roca resistente del borde de la catarata de la Figura 16.6 actúa como un nivel de base temporal. Hasta que no se elimine el resalte de roca dura, éste limitará la cantidad de erosión vertical corriente arriba.

Cualquier cambio del nivel de base provocará el reajuste correspondiente en las actividades de las corrientes de agua. Cuando se construye una presa a lo largo del curso de una corriente, el pantano que se forma detrás eleva el nivel de base de la corriente (Figura 16.7). Aguas arriba

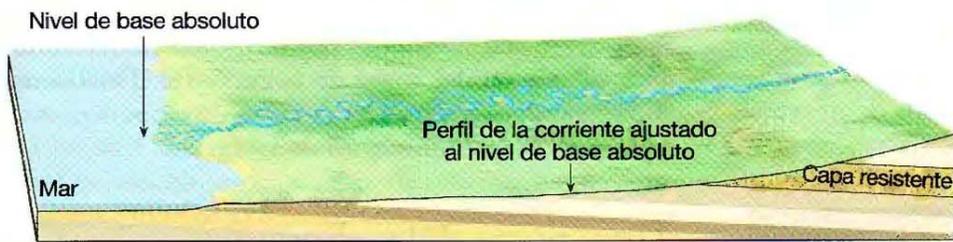
* *Exploration of the Colorado River of the West* (Washington, D.C.: Institución Smithsonian, 1875), pág. 203.



A.



B.

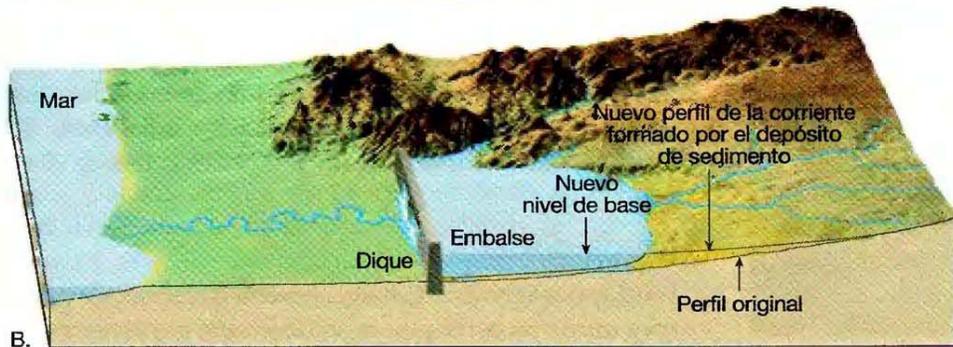


C.

◀ **Figura 16.6** Una capa resistente de roca puede actuar como un nivel de base local (temporal). Dado que la capa más duradera se erosiona más despacio, limita la cantidad de erosión en la vertical corriente arriba.



A.



B.

◀ **Figura 16.7** Cuando se construye un dique y se forma un embalse, el nivel de base de la corriente se eleva. Esto reduce la velocidad de la corriente e induce el depósito y la reducción del gradiente corriente arriba del embalse.

del pantano, el gradiente de la corriente se reduce, disminuyendo su velocidad y, por consiguiente, su capacidad transportadora de sedimentos. La corriente, ahora incapaz de transportar toda su carga, depositará material, elevan-

do con ello su cauce. Este proceso continúa hasta que la corriente vuelve a tener un gradiente suficiente para transportar su carga. El perfil del nuevo cauce sería similar al del antiguo, excepto en que sería algo más elevado.

Si, por otra parte, el nivel de base se redujera, ya fuera por elevación del terreno o por una caída del nivel del mar, la corriente se reajustaría de nuevo. La corriente, ahora por encima del nivel de base, tendría un exceso de energía y erosionaría su cauce para establecer un equilibrio con su nuevo nivel de base. La erosión progresaría primero cerca de la desembocadura, luego actuaría corriente arriba hasta que el perfil de la corriente de agua se ajustara a lo largo de toda su longitud.

La observación de que las corrientes ajustan su perfil a los cambios del nivel de base indujo el concepto de corriente en equilibrio. Una **corriente en equilibrio** tiene la pendiente correcta y otras características de cauce necesarias para mantener precisamente la velocidad necesaria para transportar el material que se le suministra. Como promedio, un sistema en equilibrio no erosiona ni deposita el material, simplemente lo transporta. Una vez que una corriente ha alcanzado este estado de equilibrio, se convierte en un sistema autorregulador en el cual un cambio de una característica produce un ajuste de las otras para contrarrestar el efecto. Refiriéndonos de nuevo a nuestro ejemplo de una corriente que se ajusta a una reducción de su nivel de base, la corriente no sería en equilibrio mientras estuviera erosionando su nuevo cauce, pero alcanzaría este estado después de que hubiera cesado la erosión por abordamiento.

Erosión de las corrientes fluviales

Las corrientes erosionan sus cauces de tres maneras: reconociendo los granos débilmente consolidados, mediante abrasión y por disolución. La última de ellas es con mucho la menos significativa. Aunque se produce algo de erosión por la disolución del lecho de roca soluble y los derrubios del cauce, la mayoría del material disuelto en una corriente procede de los flujos de entrada del agua subterránea.

Como vimos antes, cuando el flujo del agua es turbulento, el agua hace remolinos. Cuando un remolino es lo suficientemente fuerte, puede desalojar partículas del cauce y recogerlas en el agua en movimiento. De esta manera, la fuerza de las aguas corrientes erosiona los materiales poco consolidados del lecho y los márgenes de la corriente. Cuanto más fuerte sea la corriente, con mayor eficacia recogerá los granos. En algunos casos, el agua es empujada a través de grietas y planos de estratificación con la suficiente fuerza como para recoger en sentido estricto trozos de roca del lecho del cauce.

La observación de una corriente fangosa demuestra que las corrientes de agua pueden recoger y transportar derrubios. Sin embargo, no es tan obvio que una corriente sea capaz de erosionar la roca sólida de una manera similar al

papel de lija. Exactamente igual a como los granos del papel de lija pueden desgastar un trozo de madera, la arena y la grava transportadas por una corriente erosionan un cauce de roca. Muchos desfiladeros de laderas empinadas atraviesan la roca sólida porque el incesante bombardeo de partículas contra el lecho y los márgenes de un cauce sirven como testimonio de su fuerza erosiva. Además, los granos de sedimento se gastan también por sus muchos impactos con el cauce y entre sí. Por tanto, arañando, frotando y golpeando, la abrasión erosiona el cauce de roca y alisa y redondea simultáneamente los granos que desgastan.

Rasgos geológicos comunes en los lechos de algunos ríos son depresiones redondeadas conocidas como **pilancones** o **marmitas de gigante**, que se crean por la acción abrasiva de los granos que giran en torbellinos de rápido movimiento. El movimiento rotacional de la arena y los cantos rodados actúa como un taladro que orada los agujeros. Conforme los granos se van desgastando hasta desaparecer, se ven sustituidos por otros nuevos que continúan el taladro del lecho de la corriente. Finalmente pueden producirse depresiones suaves de varios metros de diámetro y exactamente igual de profundas.

Transporte del sedimento por las corrientes

Las corrientes son el agente erosivo más importante de la Tierra. No sólo tienen la capacidad de excavar sus cauces, sino que también pueden transportar enormes cantidades de sedimento producido por meteorización. Aunque la erosión del cauce de una corriente aporta cantidades significativas de material para el transporte, con mucho la mayor cantidad de sedimento transportada por una corriente procede de los productos de la meteorización. La meteorización produce cantidades tremendas de material que son liberadas a la corriente por la escorrentía en lámina, los procesos gravitacionales y el agua subterránea.

Las corrientes transportan su carga de sedimentos de tres maneras: (1) en solución (**carga disuelta**); (2) en suspensión (**carga suspendida**), y (3) a lo largo del fondo del cauce (**carga de fondo**). Veamos ahora cada una de ellas.

Carga disuelta

La mayor porción de la carga disuelta transportada por la mayoría de las corrientes es suministrada por el agua subterránea. Cuando el agua atraviesa el terreno, lo primero que adquiere son los componentes solubles del suelo. A medida que profundiza más a través de grietas y poros del lecho de roca subyacente, puede disolver más materia mineral. Por último, gran parte de esta agua, rica en minerales, llega a las corrientes fluviales.

La velocidad del flujo de la corriente no tiene, en esencia, efecto alguno sobre la capacidad de la corriente para transportar su carga disuelta. Una vez disuelto, el material va adonde quiera que vaya la corriente, con independencia de la velocidad. Se produce precipitación sólo cuando cambia la composición química del agua.

La cantidad de material transportado en solución es muy variable y depende de factores como el clima y el contexto geológico. Normalmente, la carga disuelta se expresa como partes de material disuelto por partes de millón de agua (partes por millón, o ppm). Aunque algunos ríos pueden tener una carga disuelta de 1.000 ppm o más, la cifra media para los ríos de todo el mundo se calcula entre 115 y 120 ppm. Las corrientes suministran a los océanos casi 4 millones de toneladas métricas de material disuelto al año.

Carga suspendida

La mayoría de las corrientes (pero no todas) transporta la mayor parte de su carga en *suspensión*. De hecho, la nube visible de sedimento suspendido en el agua es la porción más obvia de la carga de una corriente. Normalmente sólo los granos del tamaño de la arena fina, el limo y la arcilla pueden ser transportados de esta manera, pero durante la época de las inundaciones se transportan también partículas mayores. También durante esta época de las inundaciones, la cantidad total de material transportado en suspensión aumenta de manera notable, como pueden verificarlo las personas cuyos hogares se han convertido en los centros de sedimentación de este material. Durante la época de las inundaciones, se dice que el río Huanghe (río Amarillo) de China transporta una cantidad de sedimento igual en peso al agua que lleva. Ríos como éste se describen apropiadamente como «demasiado densos para beber pero demasiado tenues para cultivar».

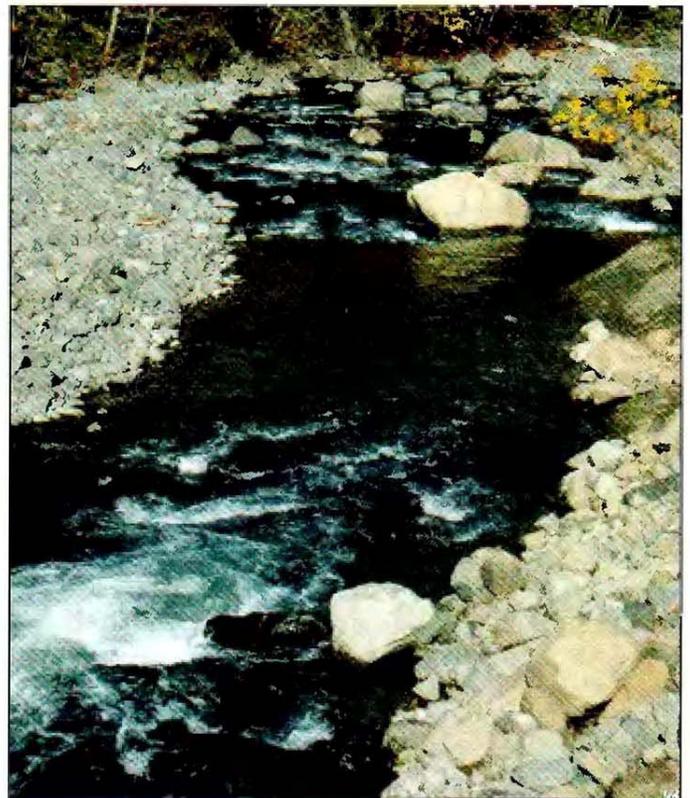
El tipo y la cantidad de material transportado en suspensión están controlados por dos factores: la velocidad del agua y la velocidad de sedimentación de cada grano de sedimento. La **velocidad de sedimentación** se define como la velocidad a la cual cae una partícula a través de un fluido inmóvil. Cuanto mayor sea la partícula, más deprisa se dirige al lecho de la corriente. Además del tamaño, la forma y el peso específico de los granos influyen también en la velocidad de sedimentación. Los granos planos se hunden en el agua más despacio que los esféricos, y los granos densos caen hacia el fondo más deprisa que los granos menos densos. Cuanto más lenta sea la velocidad de sedimentación y más fuerte la turbulencia, más tiempo permanecerá en suspensión una partícula de sedimento y más lejos será transportada corriente abajo por el flujo del agua.

Carga de fondo

Una parte de la carga de material sólido de una corriente consiste en sedimento demasiado grande para ser transportado en suspensión. Estos granos más gruesos se mueven a lo largo del fondo de la corriente y constituyen la *carga de fondo* (Figura 16.8). En términos de trabajo erosivo realizado por una corriente, la acción de molienda de la carga de fondo es de gran importancia.

Los granos que constituyen la carga de fondo se mueven a lo largo del mismo mediante rodamiento, deslizamiento y saltación. El sedimento que se mueve por **saltación** (*saltare* = saltar) parece saltar o brincar a lo largo del lecho de la corriente. Esto ocurre cuando los granos son propulsados hacia arriba por las colisiones o levantados por la corriente y luego transportados corriente abajo una corta distancia hasta que la gravedad los empuja de nuevo hacia el lecho de la corriente. Los granos que son demasiado grandes o densos para moverse por saltación o bien ruedan o se deslizan a lo largo del fondo, según sus formas.

A diferencia de las cargas suspendidas o disueltas, que están constantemente en movimiento, la carga de



▲ **Figura 16.8** Aunque la carga de fondo de muchos ríos consiste en arena, la de esta corriente está constituida por cantos rodados grandes que se ven fácilmente durante los períodos de descenso del nivel de agua. Durante las inundaciones, las rocas aparentemente inmóviles de este cauce ruedan a lo largo del lecho de la corriente. El grano de tamaño máximo que una corriente puede mover viene determinada por la velocidad del agua. (Foto de E. J. Tarbuck.)

fondo está en movimiento sólo de manera intermitente, cuando la fuerza del agua es suficiente para mover los granos más grandes. La carga de fondo no suele superar el 10 por ciento de la carga total de una corriente, aunque en unas pocas puede constituir hasta el 50 por ciento de la carga total. Por ejemplo, consideremos la distribución de los 750 millones de toneladas de material transportado al golfo de México por el río Mississippi cada año. De este total, se calcula que aproximadamente el 67 por ciento es transportado en suspensión, el 26 por ciento en solución y el 7 por ciento restante como carga de fondo. Los cálculos sobre la carga de fondo de una corriente deben considerarse con cautela, sin embargo, porque esta fracción de la carga es muy difícil de medir con precisión. La carga de fondo no sólo es más inaccesible que las cargas suspendidas y disueltas, sino que se mueve fundamentalmente durante períodos de inundación cuando el fondo de un cauce de una corriente es más difícil de estudiar.

Capacidad y competencia

La aptitud de una corriente para transportar partículas sólidas suele describirse utilizando dos criterios. En primer lugar, la carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar se denomina **capacidad**. Cuanto mayor es la cantidad de agua que fluye en una corriente (caudal), mayor es la capacidad de la corriente para arrastrar el sedimento. En segundo lugar, la **competencia** de una corriente indica el tamaño de grano máximo que una corriente puede transportar. La velocidad de una corriente determina su competencia: cuanto más fuerte es el flujo, más grandes son los granos que puede transportar en suspensión y como carga de fondo.

Como regla general, la competencia de una corriente aumenta en un valor igual al cuadrado de su velocidad. Por tanto, si la velocidad de una corriente se duplica, la fuerza del impacto del agua aumenta cuatro veces. Si la velocidad se triplica, la fuerza aumenta nueve veces, y así sucesivamente. Por consiguiente, los grandes cantos rodados visibles a menudo durante una etapa de nivel de agua bajo y que parecen inmóviles pueden, de hecho, ser transportados durante las etapas de inundación, debido al aumento de la competencia de la corriente (Figura 16.8).

Ahora debemos aclarar por qué se producen durante las inundaciones la erosión y el transporte de sedimentos más intensos. El aumento del caudal se traduce en una mayor capacidad; el aumento de la velocidad produce una mayor competencia. Con el aumento de la velocidad, el agua se vuelve más turbulenta, y se ponen en movimiento partículas cada vez más grandes. En el curso de tan sólo unos pocos días, o quizá sólo unas pocas horas, en una etapa de inundación, una corriente puede erosionar y transportar más sedimento que durante meses de flujo normal.

Depósitos de sedimentos por las corrientes fluviales

Siempre que la velocidad de una corriente disminuye, su competencia se reduce, y los granos de sedimento se depositan en un orden definido por tamaños. A medida que el flujo de la corriente disminuye por debajo de la velocidad de sedimentación crítica de una partícula determinada, empieza a depositarse el sedimento de esa categoría. Por tanto, el transporte de la corriente proporciona un mecanismo por medio del cual se separan los granos sólidos de diversos tamaños. Este proceso, denominado **selección**, explica por qué los granos de tamaño similar se depositan juntos.

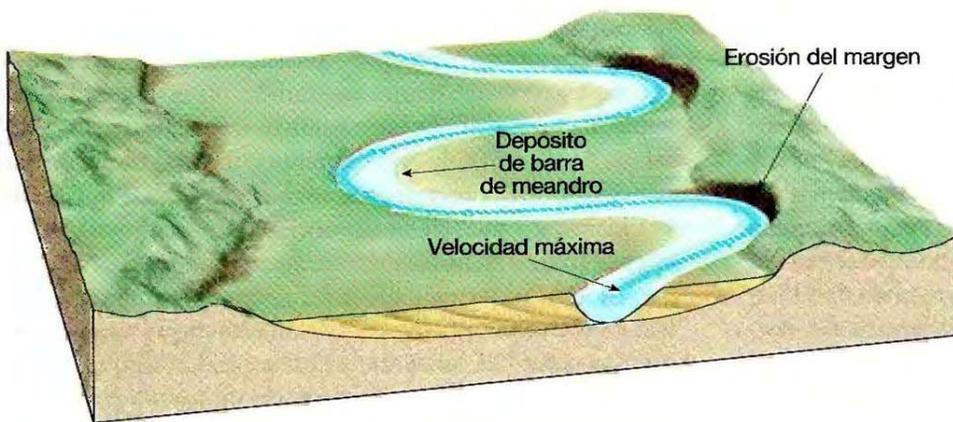
El material bien seleccionado típicamente depositado por una corriente de agua se denomina **aluvión**. término general utilizado para definir los sedimentos depositados por una corriente fluvial. Muchos rasgos deposicionales diferentes están compuestos por aluvión. Algunos de esos rasgos pueden encontrarse dentro de los cauces de los ríos, algunos aparecen en el suelo de los valles adyacentes a los cauces y otros en la desembocadura de la corriente.

Depósitos de canal

A medida que un río transporta el sedimento hacia el mar, algo del material puede depositarse dentro del cauce. Los depósitos de canal están compuestos la mayoría de las veces por arena y grava, los componentes más gruesos de la carga de una corriente, a los que se suele denominar como **barras**. Sin embargo, son sólo elementos transitorios, ya que el material será recogido de nuevo por el agua corriente y transportado más lejos corriente abajo. Por fin, la mayor parte del material será transportada a su destino último: el océano.

Las barras de arena y grava pueden formarse en una gran cantidad de situaciones. Por ejemplo, son comunes allí donde las corrientes fluyen en una serie de recodos, denominados *meandros*. Conforme la corriente fluye alrededor de un recodo, la velocidad del agua en la parte exterior aumenta, lo que induce erosión en ese punto. Al mismo tiempo, en la parte interior del meandro, el agua va más despacio, lo que hace que algo de la carga de sedimento se deposite. Cuando esos depósitos se producen en el punto interno del recodo, se denominan **barras de meandro** (Figura 16.9). Dicho con más precisión, esos depósitos se describirían mejor como «acumulaciones de arena y grava en forma de cuarto creciente».

A veces una corriente deposita materiales en el fondo de su canal. Si esas acumulaciones se vuelven lo suficientemente gruesas como para obstruir el cauce, obligan



◀ **Figura 16.9** Cuando una corriente forma meandros, su zona de máxima velocidad se desvía hacia el margen externo. Una barra de meandro se deposita cuando el agua del interior de un meandro disminuye de velocidad. Erosionando el margen externo y depositando material en el interno de un recodo, una corriente es capaz de desviar su cauce.

a la corriente a dividirse y seguir varios caminos. La consecuencia es una red compleja de canales convergentes y divergentes que se abren camino entre las barras. Debido a que esos canales tienen una apariencia entrelazada, se dice que la corriente es **anastomosada** (Figura 16.10). Los mo-

delos anastomosados se forman con mucha más frecuencia cuando la carga suministrada a una corriente supera su competencia o su capacidad. Esto puede ocurrir bajo diversas circunstancias: (1) si un afluente con más gradiente y turbulencia entra en una corriente principal, su carga de



▲ **Figura 16.10** Corriente anastomosada atascada con sedimentos cerca de la superficie de un glaciar en fusión. (Foto de Bradford Washburn.)

fondo rocosa puede depositarse en el punto de confluencia porque la velocidad desciende de manera abrupta; (2) también se puede proporcionar una carga excesiva cuando se precipitan en un cauce los derrubios procedentes de pendientes estériles durante un intenso chaparrón; (3) puede haber exceso de carga al final de un glaciar donde el sedimento erosionado por el hielo se descarga de golpe en una corriente de agua fundida que fluye alejándose del glaciar.

Las corrientes anastomosadas se forman también cuando hay un descenso abrupto del gradiente o del caudal de la corriente. La última situación puede producirse como consecuencia de una disminución de las precipitaciones en el área drenada por la corriente. También se produce habitualmente cuando la corriente abandona un área húmeda, donde tiene muchos afluentes, y entra en una región seca, con pocos afluentes. En este caso, la pérdida de agua por evaporación e infiltración en el cauce se traduce en una disminución del caudal.

Depósitos de llanura de inundación

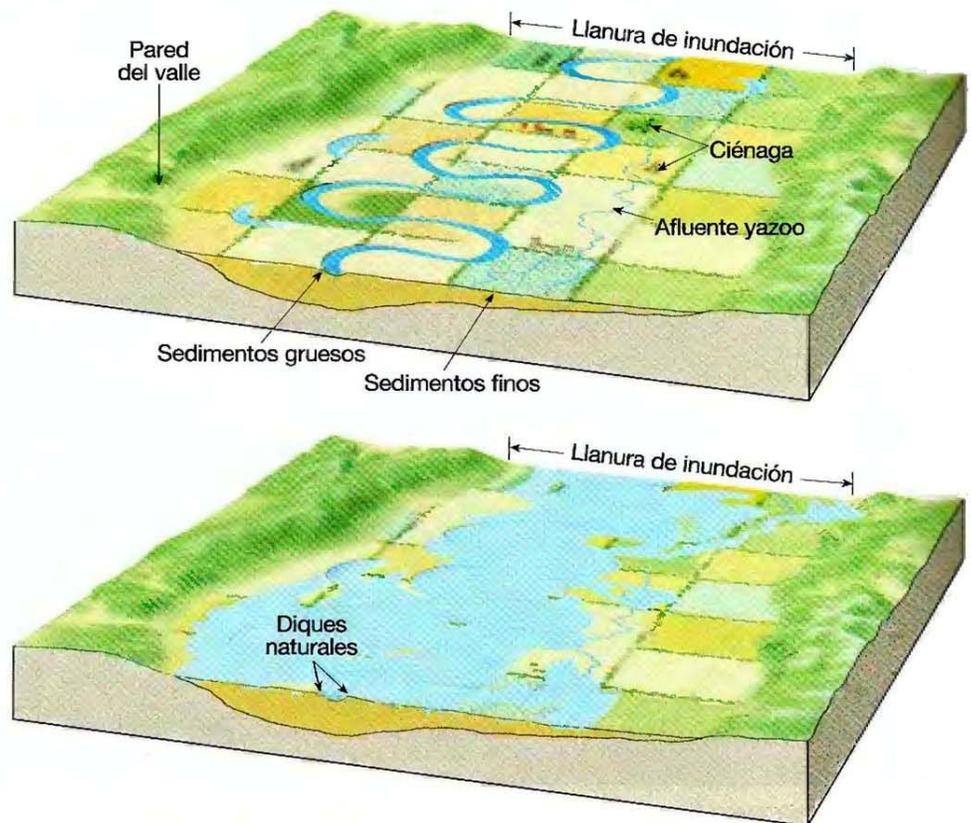
Como su propio nombre indica, una **llanura de inundación** es la parte de un valle que se anega durante una inundación. Casi todas las corrientes están flanqueadas por llanuras de inundación. Aunque algunas son elementos impresionantes del paisaje, que abarcan muchos kilómetros, otras tienen una anchura modesta de tan sólo unos pocos metros. Si hiciéramos

un muestreo del aluvión que cubre una llanura de inundación, encontraríamos que consiste, en parte, en arenas gruesas y gravas que fueron depositadas originalmente como barras de meandro por los meandros que se desviaron lateralmente a través del suelo del valle. Otros sedimentos estarán compuestos por arenas finas, limos y arcillas que se diseminaron a través de la llanura de inundación cuando el agua desbordó su cauce durante la etapa de inundación.

Los ríos que ocupan valles con suelos amplios y planos a veces crean formas denominadas **diques naturales** que flanquean el cauce de la corriente. Los diques naturales se forman como consecuencia de inundaciones sucesivas a lo largo de muchos años. Cuando una corriente se desborda por sus márgenes, anegando la llanura de inundación, el agua fluye sobre la superficie como una amplia lámina. Debido a que un modelo de flujo de este tipo reduce significativamente la velocidad y la turbulencia del agua, la porción más gruesa de la carga suspendida se deposita en franjas que bordean el cauce. Conforme el agua se va expandiendo sobre la llanura de inundación, se van depositando cantidades cada vez menores de sedimentos cada vez más finos sobre el suelo del valle. Esta distribución no uniforme del material produce la pendiente suave, casi imperceptible, del dique natural (Figura 16.11).

Los diques naturales del bajo Mississippi se elevan seis metros por encima de las porciones inferiores del suelo del valle. El área situada por detrás del dique está

► **Figura 16.11** Los diques naturales son estructuras de pendiente suave creadas por inundaciones repetidas. Dado que cerca del cauce de la corriente el terreno es más alto que la llanura de inundación adyacente, se desarrollan ciénagas y afluentes yazoo.



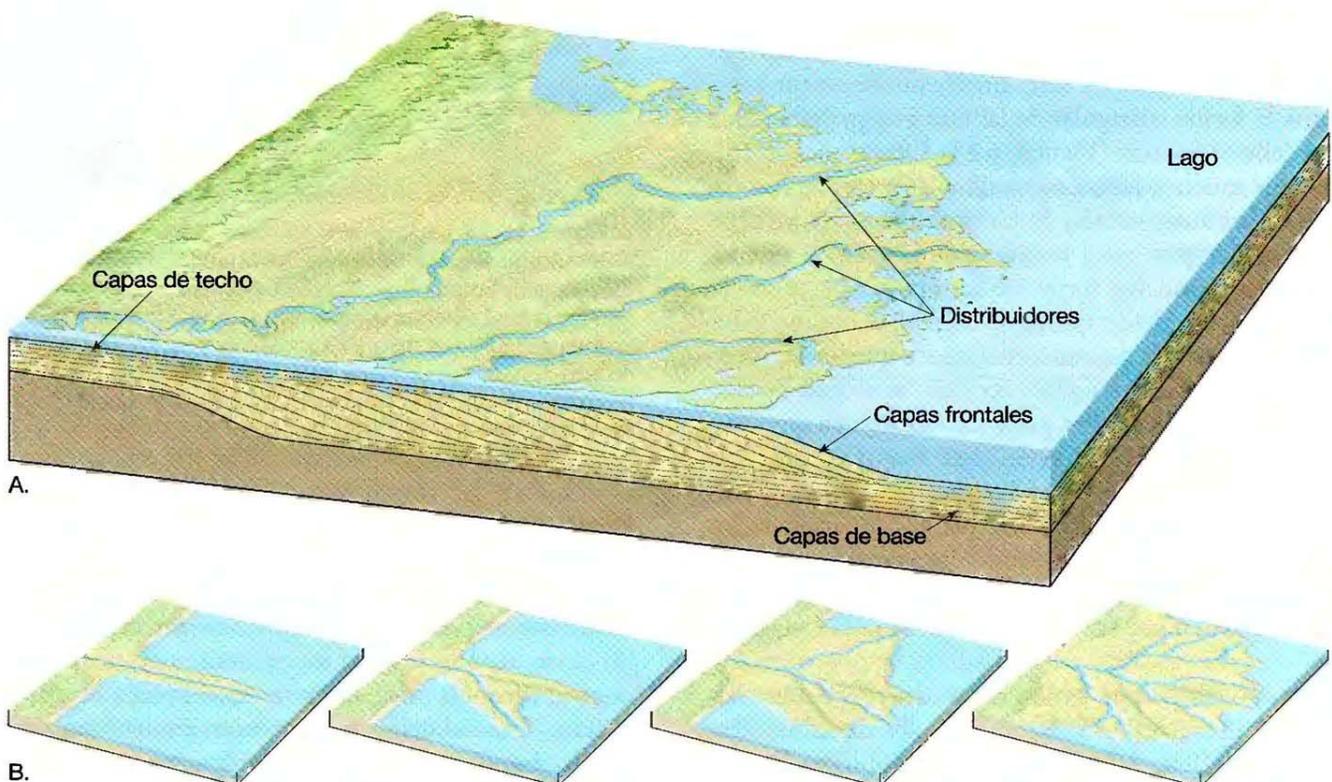
característicamente poco drenada por la razón obvia de que el agua no puede fluir hacia el río, por encima del dique. A menudo se produce un tipo de pantano denominado **ciénaga**. Cuando un afluente entra en un valle que tiene importantes diques naturales, quizá no sea capaz de abrirse camino hacia el cauce principal. Por consiguiente, el afluente puede fluir por la ciénaga en paralelo al río principal durante muchos kilómetros antes de atravesar el dique natural y unirse a él. Estas corrientes se denominan **afluentes yazoo**, debido al río Yazoo, que corre en paralelo al bajo Mississippi durante más de 300 kilómetros.

Abanicos aluviales y deltas

Dos de las formas del terreno más comunes compuestas por aluviones son los abanicos aluviales y los deltas. A veces son de forma similar y se depositan esencialmente por la misma razón: una pérdida abrupta de competencia en una corriente fluvial. La distinción fundamental entre ellos es que los abanicos aluviales se depositan en tierra mientras que los deltas se depositan en un cuerpo de agua. Además, los abanicos aluviales pueden ser bastante abruptos, mientras que los deltas son relativamente planos, sobresaliendo escasamente por encima del nivel de la superficie del océano o lago en el cual se formaron.

Abanicos aluviales Los **abanicos aluviales** se desarrollan normalmente donde una corriente fluvial de gradiente alto abandona un valle estrecho en terrenos montañosos y sale súbitamente a una llanura amplia y llana o a un fondo de valle. Los abanicos aluviales se forman como respuesta a la caída abrupta del gradiente, que se combina con un cambio de posición y tamaño del cauce, de un cauce estrecho, de una corriente de montaña, a cauces menos confinados situados en la base de las montañas. La caída súbita de velocidad hace que la corriente libere rápidamente su carga de sedimento en una acumulación que tiene forma clara de cono o abanico. La superficie del abanico se inclina hacia fuera siguiendo un amplio arco desde un ápice situado en la desembocadura del escarpado valle. Normalmente, el material grueso se deposita cerca del ápice del abanico, mientras que el material más fino es transportado hacia la base del depósito. Como vimos en el Capítulo 15, los cañones escarpados de las regiones áridas son lugares fundamentales para los flujos de derrubios. Por consiguiente, debe esperarse que muchos abanicos aluviales de éstas áreas tengan depósitos de flujos de derrubios intercalados con el aluvión.

Deltas Al contrario que un abanico aluvial, el **delta** se forma cuando una corriente entra en un océano o un lago. En la Figura 16.12A se muestra la estructura de un delta



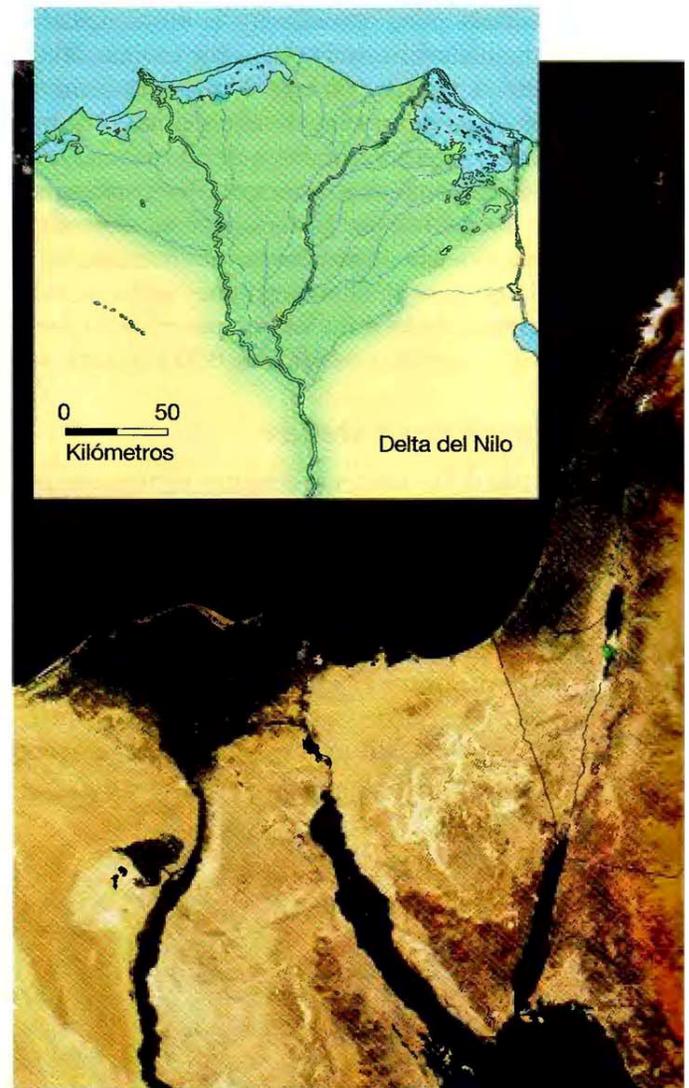
▲ Figura 16.12 A. Estructura de un delta simple que se forma en las aguas relativamente tranquilas de un lago. B. Crecimiento de un delta simple. Conforme una corriente amplía su cauce, el gradiente se reduce. Frecuentemente, durante la etapa de inundación, el río se desvía a una ruta de mayor gradiente, formando un nuevo distribuidor. Los antiguos distribuidores abandonados son gradualmente invadidos por la vegetación acuática y rellenos con sedimentos. (Tomado de Ward's Natural Science Establishment, Inc., Rochester, N.Y.)

simple que podría formarse en las aguas relativamente tranquilas de un lago. A medida que se va desacelerando el movimiento del agua al entrar en el lago, la corriente deposita su carga de sedimentos. Estos sedimentos aparecen en tres tipos de capas. Las *capas frontales* están compuestas por partículas más gruesas que se depositan casi inmediatamente al entrar en el lago para formar estratos con pendiente descendente en el sentido de la corriente desde el frente del delta. Las capas frontales suelen estar cubiertas por *capas de techo* horizontales y delgadas que se depositan durante los períodos de inundación. Los limos y arcillas más finos se sedimentan a cierta distancia desde la desembocadura en capas casi horizontales denominadas *capas de base*.

Conforme el delta va creciendo, el gradiente de la corriente disminuye continuamente. Esta circunstancia acaba induciendo la obstrucción del cauce con sedimentos procedentes del agua de movimiento lento. Como consecuencia, el río busca una vía más corta y de gradiente más elevado al del nivel de base, como se ilustra en la Figura 16.12B. Esta ilustración muestra cómo el cauce principal se divide en varios cauces más pequeños, denominados **distribuidores**. La mayoría de los deltas se caracteriza por estas desviaciones del cauce que actúan de una manera opuesta a la de los afluentes. En vez de transportar agua al cauce principal, los distribuidores transportan el agua desde el cauce principal, siguiendo varios caminos, hasta el nivel de base. Después de numerosas desviaciones del cauce, el delta simple puede crecer hasta adquirir la forma triangular de la letra griega delta (Δ), a la cual debe su nombre (Figura 16.13). Obsérvese, sin embargo, que muchos deltas no exhiben esta forma. Las diferencias de configuración de las líneas de costa, y variaciones en la naturaleza y la fuerza de la actividad de las olas, producen muchas formas diferentes.

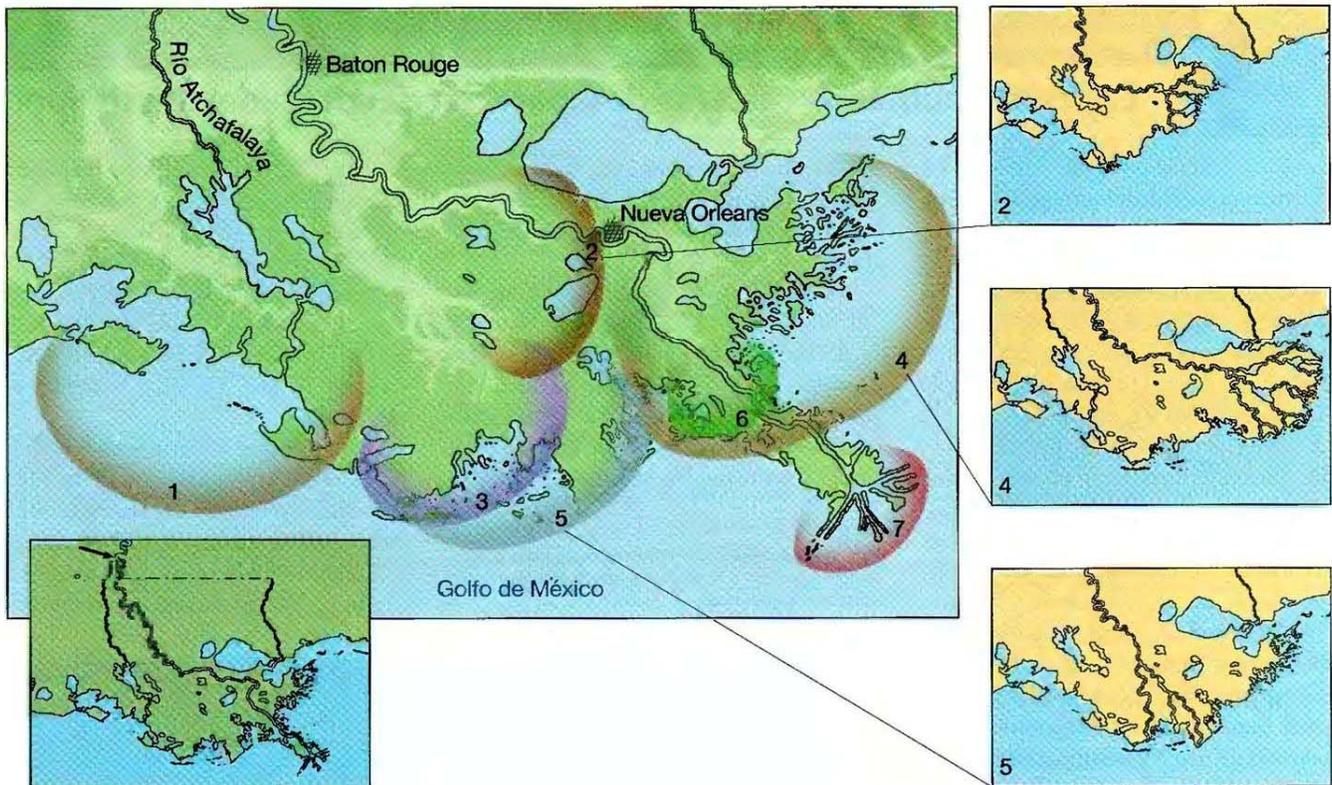
Aunque los deltas que se forman en el océano exhiben generalmente la misma forma básica que los accidentes simples depositados en los lagos que se acaban de describir, la mayoría de los grandes deltas marinos son bastante más complejos y tienen capas frontales que están inclinadas según ángulos mucho menores que los mostrados en la Figura 16.12A. De hecho, muchos de los grandes ríos del mundo han creado deltas impresionantes, cada uno con sus propias peculiaridades y ninguno tan simple como el mostrado en la Figura 16.12B.

El delta del Mississippi Muchos grandes ríos tienen deltas que se extienden a lo largo de miles de kilómetros cuadrados. El delta del río Mississippi es uno de ellos. Se produjo por la acumulación de enormes cantidades de sedimentos derivados de la gran región drenada por el río y sus afluentes. En la actualidad, Nueva Orleans descansa donde hubo océano hace menos de 5.000 años. En la



▲ **Figura 16.13** Las formas de los deltas varían y dependen de factores como la carga de sedimento de un río y la fuerza y la naturaleza de los procesos costeros. La forma triangular del delta del Nilo fue la base para dar nombre a este elemento morfológico. En la imagen de satélite, el delta y las zonas bien regadas adyacentes al río Nilo destacan en un fuerte contraste con el desierto circundante del Sáhara. (NASA/GSFC/METI/ERSDAC/JAROS, y Equipo Científico ASTER de Estados Unidos/Japón.)

Figura 16.14 se muestra la porción del Mississippi que se ha acumulado durante los últimos 5.000 a 6.000 años. Como se ilustra en la figura, el delta es realmente una serie de siete subdeltas reunidos. Cada uno se formó cuando el río abandonó el cauce existente entonces para encontrar una vía más corta y más directa al golfo de México. Los subdeltas se entrelazan y se cubren parcialmente unos a otros para producir una estructura muy compleja. También se observa en la Figura 16.14 que, después de que cada porción fue abandonada, la erosión costera modificó el delta. El subdelta actual, denominado *delta en pata de pájaro*, debido a la configuración de sus



▲ **Figura 16.14** Durante los últimos 5.000 a 6.000 años, el Mississippi ha construido una serie de siete subdeltas coalescentes. El número indica el orden en el cual se depositaron los subdeltas. El actual delta en pata de pájaro (número 7) representa la actividad de los últimos 500 años. Sin los esfuerzos humanos, el curso actual cambiaría y seguiría la vía del río Atchafalaya. El recuadro de la izquierda muestra el punto donde el Mississippi puede romper algún día (flecha) y acortar su camino al golfo de México. (Tomado de C. R. Kolb y J. R. Van Lopik.)

distribuidores, ha sido acumulado por el Mississippi en los últimos 500 años.

En la actualidad, este delta activo se ha extendido lo más lejos que las fuerzas de la naturaleza le han permitido. De hecho, durante muchos años el río ha estado luchando por atravesar un estrecho cuello de tierra y desviar su curso al del río Atchafalaya (véase inserto de la Figura 16.14). Si llegara a ocurrir esto, el Mississippi abandonaría su camino de 500 kilómetros más bajo a favor de la ruta de 225 kilómetros, mucho más corta, del Atchafalaya. Desde principios de los años 40 hasta finales de la década de los 50, una porción creciente del caudal del Mississippi se desvió a este nuevo camino, lo que indica que el río estaba listo para desviarse y empezar a construir un nuevo subdelta.

Para evitar este acontecimiento y conseguir que el Mississippi siguiera su curso actual, se levantó una estructura en forma de dique en el lugar por donde el cauce estaba intentando atravesar. Las inundaciones de principios de los años 70 debilitaron la estructura de control, y el río amenazó de nuevo con desviarse hasta que se completó un dique auxiliar a mediados de 1980. Con el

paso del tiempo, al menos se ha evitado lo inevitable, y el río Mississippi continuará fluyendo por Baton Rouge y Nueva Orleans en su camino hacia el golfo de México (véase Recuadro 16.1).

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Sabemos que todos los ríos transportan sedimentos, pero ¿tienen deltas todos los ríos?

Sorprendentemente, no. Las corrientes que transportan grandes cargas de sedimentos pueden carecer de deltas en sus desembocaduras porque las olas oceánicas y las corrientes potentes redistribuyen con rapidez el material justo cuando éste es depositado (el río Colombia en el noroeste del Pacífico es un ejemplo de este fenómeno). En otros casos, los ríos no transportan las cantidades suficientes de sedimentos como para formar un delta. El río San Lorenzo, por ejemplo, tiene pocas posibilidades de recoger sedimentos entre el lago Ontario y su desembocadura en el golfo de San Lorenzo.



Recuadro 16.1 ► El hombre y el medio ambiente

Las zonas húmedas costeras desaparecen del delta del Mississippi

Las zonas húmedas costeras se forman en ambientes protegidos como las ciénagas, los bajos mareales, las marismas costeras y los brazos pantanosos. Son ricos en vida silvestre y proporcionan suelos ricos en vida microscópica e importantes paradas intermedias para las aves acuáticas y migratorias, así como zonas de desove y hábitat valiosos para los peces.

El delta del río Mississippi en Louisiana contiene alrededor de un 40 por ciento de todas las zonas húmedas costeras de los 48 estados inferiores. Las zonas húmedas de Louisiana están protegidas de la acción de los huracanes y las tormentas invernales gracias a unas islas barrera situadas enfrente de la costa. Tanto las zonas húmedas como las islas protectoras se han formado como consecuencia del desvío del río Mississippi durante los últimos 7.000 años.

La dependencia de las zonas húmedas costeras de Louisiana del río Mississippi y sus afluentes como fuente directa de sedimentos y agua dulce los hace vulnerables a los cambios en el sistema fluvial. Además, la dependencia con respecto de las islas barrera para la protección de las olas causadas por las tormentas convierte las zonas húmedas costeras en estructuras vulnerables cuando estas islas estrechas del litoral se erosionan.

En la actualidad, las zonas húmedas costeras de Louisiana están desapareciendo a una velocidad alarmante. Aunque Louisiana contiene el 40 por ciento de las zonas húmedas de los 48 estados inferiores, representa el 80 por ciento de la pérdida de zonas húmedas. Según el U. S. Geological Survey, Louisiana perdió casi 5.000 kilómetros cuadrados de zona costera entre 1932 y 2000. El estado continúa perdiendo entre 65 y 91 kilómetros cuadrados cada año. A esta velocidad, desaparecerán otros 1.800 a 4.500 kilómetros cuadrados bajo el golfo de México el año 2050*. El cambio climático global podría aumentar la gravedad del proble-

ma porque la ascensión del nivel del mar y las tormentas tropicales más fuertes acelerarían las velocidades de la erosión de la costa**.

¿Por qué están disminuyendo las zonas húmedas de Louisiana? La respuesta es doble: el *cambio natural* y la *actividad humana*. En primer lugar, el delta del Mississippi y sus zonas húmedas están cambiando naturalmente de manera continua. Conforme los sedimentos se acu-

mulan y forman el delta en una zona, la erosión y la subsidencia provocan pérdidas en el resto (Figura 16.A). Cuando el río se desvía, las zonas de crecimiento y destrucción del delta también se desvían. En segundo lugar, desde que llegaron los seres humanos, la velocidad de destrucción del delta y sus zonas húmedas se ha acelerado.

Antes de que los europeos ocuparan el delta, el río Mississippi inundaba sus orillas con regularidad en las inundaciones estacionales. Las grandes cantidades de sedimentos depositadas renovaban el suelo e impedían que el delta se hundiera por

** El recuadro 20.3 «La vulnerabilidad de la costa a la elevación del nivel del mar» amplía la información sobre esta posibilidad.



▲ **Figura 16.A** Imagen de satélite de una porción del delta del río Mississippi en mayo de 2001. La imagen cubre un área de 54 × 57 kilómetros. Durante los últimos 600 años más o menos, la corriente principal del río ha seguido su curso actual, extendiéndose al suroeste de Nueva Orleans. Durante este período, el delta avanzó hacia el interior del golfo de México a una velocidad aproximada de 10 kilómetros por siglo. (Imagen de la NASA.)

* Véase «Louisiana's Vanishing Wetlands: Going, Going...» en *Science*, Vol. 289, 15 de septiembre de 2000, págs. 1.860-63

debajo del nivel del mar. No obstante, con la población vinieron los esfuerzos por controlar las inundaciones y el deseo de mantener y mejorar la navegación en el río. Se construyeron diques artificiales para contener el río ascendente durante el período de inundación. Con el tiempo, los diques se extendieron hasta la desembocadura del Mississippi para mantener el canal abierto para la navegación.

Los efectos han sido claros. Los diques impiden que los sedimentos y el agua dulce se dispersen en las zonas húmedas. En lugar de eso, se fuerza el río a transportar su carga hacia las aguas profundas de la desembocadura. Mientras tanto, los procesos de compactación, subsidencia y erosión de las olas continúan.

Puesto que no se añaden los sedimentos suficientes como para compensar estas fuerzas, el tamaño del delta y la extensión de sus zonas húmedas disminuyen de manera gradual.

El problema ha sido agravado por una disminución de los sedimentos transportados por el Mississippi, que se ha reducido en aproximadamente el 50 por ciento durante los últimos 100 años. Una porción sustancial de la reducción es consecuencia de la retención de los sedimentos en grandes estanques creados por las presas construidas en los afluentes del Mississippi.

Otro factor que contribuye a la reducción de las zonas húmedas es el hecho de que en el delta hay 13.000 kilómetros de

canales de navegación. Estas aberturas artificiales al mar permiten que las aguas saladas del golfo se adentren mucho en la tierra. La invasión del agua salada y la acción mareal provocan la extinción de las marismas.

Comprender y modificar el impacto humano es una base necesaria para cualquier plan de reducción de la pérdida de zonas húmedas en el delta del Mississippi. El U. S. Geological Survey calcula que restaurar las costas de Louisiana costará unos 14.000 millones de dólares durante los próximos 40 años. ¿Y qué ocurrirá si no se hace nada? Los funcionarios estatales y federales estiman que los costes de la inacción superarían los 100.000 millones de dólares.

Valles fluviales



Corrientes de aguas superficiales ▼ Repaso de los valles y las características relacionadas con las corrientes

Los valles son los accidentes geográficos más comunes de la superficie de la Tierra. De hecho, existen en un número tan grande que nunca se han contado, excepto en áreas limitadas utilizadas para el estudio. Antes de finalizar el siglo XIX, se creía que los valles eran creados por acontecimientos catastróficos que separaban la corteza y creaban hondonadas en las cuales las corrientes de agua podían fluir. En la actualidad, sin embargo, sabemos que, con pocas excepciones, las corrientes crean sus propios valles.

Una de las primeras afirmaciones claras de este hecho fue la realizada por el geólogo inglés, John Playfair, en 1802. En su bien conocido trabajo, *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, Playfair estableció el principio que ha acabado llamándose **la ley de Playfair**:

Cada río parece consistir en un tronco principal, alimentado por una variedad de ramas, cada una de las cuales corre por un valle proporcional a su tamaño, y todas ellas juntas forman un sistema de valles, que se comunican unos con otros, y que tienen un ajuste tan bueno de sus declives, que ninguno de ellos se une al valle principal, ni en un nivel demasiado alto ni en uno demasiado bajo; unas circunstancias que serían definitivamente improbables si cada uno de esos valles

no fuera obra del trabajo de la corriente que fluye por ellos*.

Las observaciones de Playfair no sólo fueron esencialmente correctas, sino que fueron escritas en un estilo que rara vez se alcanza en la prosa científica.

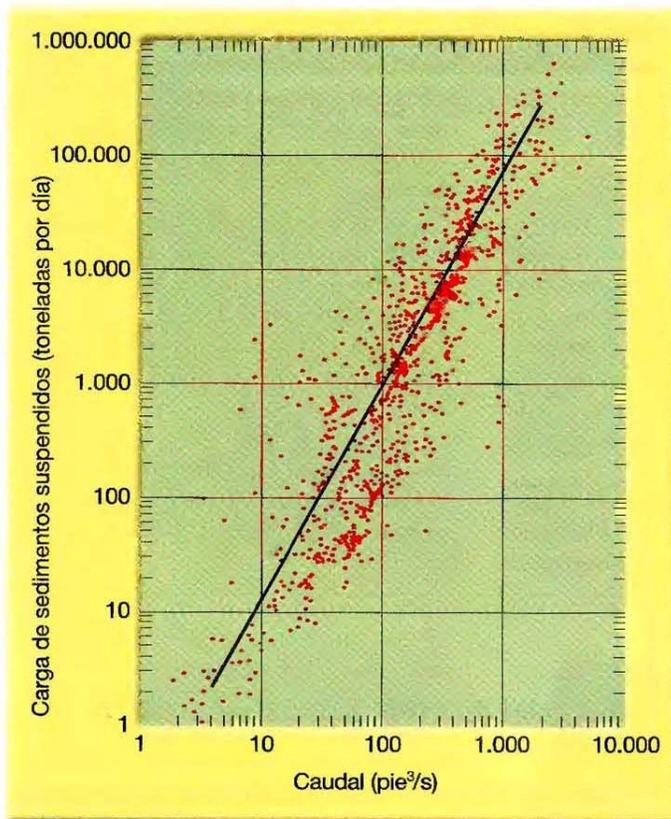
Los valles fluviales pueden dividirse en dos tipos generales: valles estrechos en forma de V y valles anchos con fondo plano. Se trata de dos formas extremas ideales, con muchas gradaciones entre ellas.

Valles estrechos

En algunas regiones áridas, donde la erosión por excavación es rápida y la meteorización lenta, y en los lugares donde la roca es particularmente resistente, los valles estrechos pueden tener paredes casi verticales. Sin embargo, la mayoría de los valles, incluso los que son estrechos en su base, tienen una anchura mucho mayor en la parte superior que la del cauce del fondo. Esto no ocurriría así si el único agente responsable de la erosión de los valles fueran las corrientes que fluyen a su través.

La forma de las paredes de la mayoría de los valles es consecuencia de la meteorización, la escorrentía en lámina y los procesos gravitacionales. Consideremos el siguiente ejemplo de este proceso. En la Figura 16.15 se muestra la relación entre la carga suspendida y el caudal de una estación de aforo del río Powder en Wyoming. Obsérvese que, conforme aumenta el caudal, lo hace la cantidad de sedimento suspendido. De hecho, el aumento

* Playfair, John. *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, Nueva York: Dover Publications, pág. 102 (edición facsímil, 1964).



▲ **Figura 16.15** Relación entre la carga suspendida y el caudal del río Powder en Arvada, Wyoming. (Tomado de L. B. Leopold y Thomas Maddock, Jr. U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 1953.)

es exponencial; es decir, si el caudal de una estación de aforo aumenta 10 veces, la carga suspendida puede aumentar en un factor de 100 o más. Las determinaciones y los cálculos han demostrado que la erosión del cauce de la corriente durante períodos de aumento de caudal puede explicar sólo una porción del sedimento adicional transportado por una corriente. Por consiguiente, gran parte del aumento de carga debe ser liberado a la corriente mediante escorrentía en lámina y procesos gravitacionales.

Un valle estrecho en forma de V indica que el trabajo fundamental de la corriente ha sido la erosión vertical hacia el nivel de base. Las características más destacadas en estos valles son los **rápidos** y las **cataratas**. Los dos se producen donde el perfil de la corriente experimenta una caída rápida, una situación normalmente producida por variaciones en la erosionabilidad del lecho de roca en el cual se está excavando el cauce de la corriente. Un lecho resistente produce un rápido al actuar como un nivel de base transitorio corriente arriba mientras continúa la erosión descendente corriente abajo. Una vez la erosión ha eliminado la roca resistente, el perfil de la corriente vuelve a suavizarse.

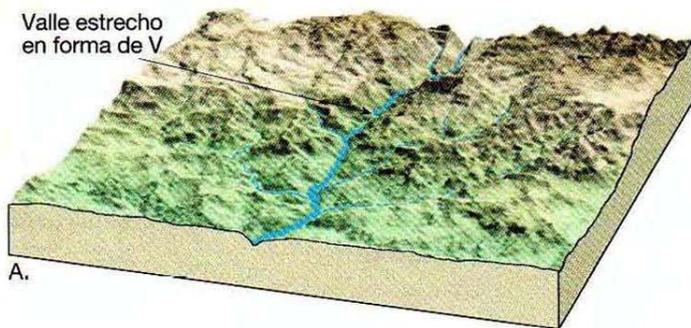
Las cataratas son lugares donde la corriente sufre una caída vertical. Son un ejemplo de cataratas las del Niágara. En este caso, las cataratas están sustentadas por un lecho resistente de dolomía situado encima de una lutita menos resistente. A medida que el agua se lanza por el borde de la catarata, erosiona la lutita, menos resistente, socavando bajo la dolomía, que acaba por romperse. De esta manera, la catarata conserva su acantilado vertical mientras que continúa retrocediendo lentamente corriente arriba. En los últimos 12.000 años, las cataratas del Niágara han retrocedido más de 11 kilómetros.

Valles anchos

Una vez que la corriente aproxima su cauce al nivel de base mediante erosión, se aproxima a una condición en equilibrio, y la erosión vertical se hace cada vez menos dominante. En este momento, la energía de la corriente se dirige más de un lado a otro. La razón de este cambio no se entiende del todo, pero probablemente la reducción del gradiente sea un factor importante. No obstante, ocurre, y la consecuencia es un ensanchamiento del valle conforme le río erosiona primero un margen y luego el otro (Figura 16.16). De esta manera, se produce el fondo de valle plano, o llanura de inundación. Éste es un nombre apropiado porque el río está confinado a su cauce, excepto durante la etapa de inundación, cuando desborda sus márgenes y anega la llanura de inundación.

Cuando un río produce erosión lateral y crea una llanura de inundación como se acaba de describir, se denomina *llanura de inundación erosiva*. Sin embargo, las llanuras de inundación pueden ser también deposicionales. Las *llanuras de inundación deposicionales* se producen por una fluctuación importante de las condiciones, como un cambio del nivel de base. La llanura de inundación del valle Yosemite de California es uno de estos accidentes; se produjo cuando un glaciar excavó el valle fluvial anterior hasta unos 300 metros de profundidad más de la que tenía antes. Después de la fusión del hielo glaciar, la corriente de agua se reajustó a su nivel de base anterior rellenando el valle con aluvión.

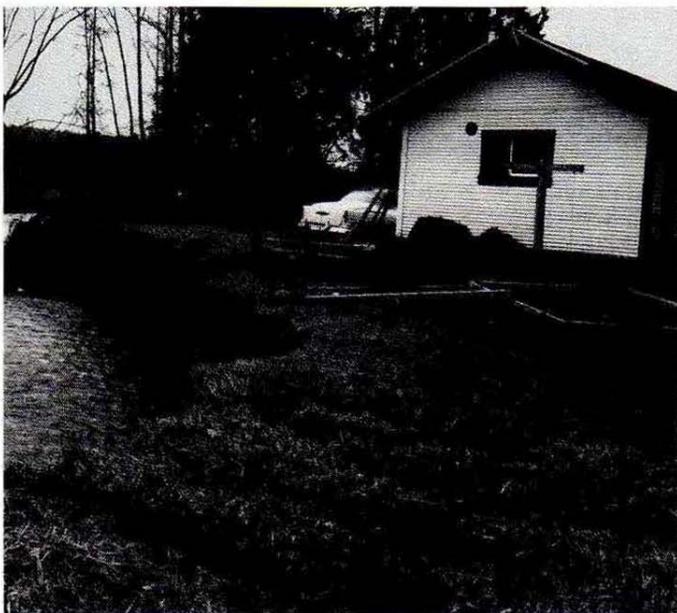
Las corrientes que fluyen sobre llanuras de inundación, ya sean erosivas o deposicionales, se mueven en trayectorias curvas denominadas **meandros**. El término deriva de un río del oeste de Turquía, el Menderes, que tiene un curso muy sinuoso. Una vez que empieza a formarse un recodo en el cauce, cada vez se hace mayor. Se produce erosión en el lado externo del meandro, donde la velocidad y la turbulencia son mayores. Casi siempre, el margen externo es socavado, especialmente durante los períodos de crecida. Conforme el margen empieza a adquirir una inclinación excesiva, se cae, por deslizamiento, en el cauce. Dado que el lado externo de un meandro es



◀ **Figura 16.16** Corriente que erosiona su llanura de inundación.

una zona de erosión activa, se la suele denominar zona de **retroceso de escarpe** (Figura 16.17). Muchos de los derrubios liberados por la corriente en los retrocesos de escarpe se desplazan corriente abajo y se depositan pronto como barras de meandro en zonas de menor velocidad en los interiores de los meandros. De esta manera, los me-

andros migran lateralmente, manteniendo la misma área transversal, erosionando el exterior de las curvas y depositándose en el interior (véase Figura 16.9). El crecimiento cesa cuando el meandro alcanza un tamaño crítico que viene determinado por el tamaño de la corriente. Cuanto mayor es la corriente, mayores pueden ser sus meandros.



A.

B.

▲ **Figura 16.17** Erosión de una zona de retroceso de escarpe a lo largo del río Newaukum, Washington. A. Enero de 1965. B. Marzo de 1965. (Fotos de P. A. Glancy, U. S. Geological Survey.)

Debido a la pendiente del canal, la erosión es más eficaz en el lado de un meandro situado corriente abajo. Por consiguiente, además de crecer lateralmente, los recodos también migran de manera gradual hacia abajo del valle. A veces, la migración corriente abajo de un meandro se ve ralentizada cuando alcanza una porción más resistente de la llanura de inundación. Esto permite que el próximo meandro corriente arriba «lo alcance». Gradualmente el cuello de tierra comprendido entre los me-

andros se va estrechando. Cuando están lo bastante próximos, el río puede erosionar el estrecho cuello de tierra hasta el siguiente recodo (Figura 16.18). El nuevo segmento de cauce más corto se denomina **estrangulamiento** y, debido a su forma, el meandro abandonado se denomina **lago de media luna**. Después de un cierto período, el lago de media luna se llena con sedimento para crear una **marca de meandro**.

El proceso de estrangulación de un meandro tiene el efecto de acortar el río y fue descrito con humor por Mark Twain en *Vida en el Mississippi*.

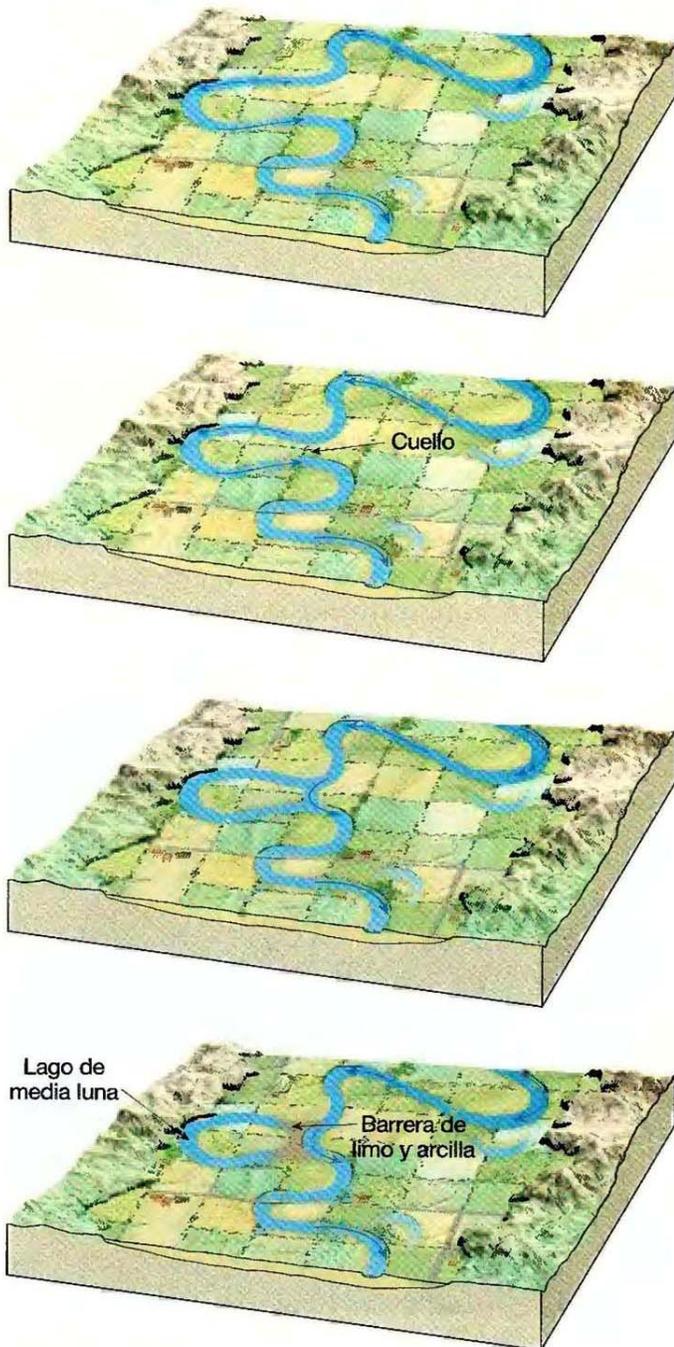
En el espacio de 176 años el bajo Mississippi se ha acortado 242 millas. Esto es la fruslería de una milla y un tercio por año. Por consiguiente, cualquier persona tranquila, que no sea ciega ni idiota, puede ver que en el viejo período Silúrico Oolítico, hace exactamente un millón de años el próximo noviembre, el bajo Mississippi estaba un millón trescientas mil millas más arriba y chocaba con el golfo de México como una caña de pescar. Y por la misma razón, cualquier persona puede ver que dentro de 742 años el bajo Mississippi sólo estará una milla y tres cuartos más lejos, y El Cairo y Nueva Orleans habrán juntado sus calles y caminarán pausadamente bajo un solo alcalde y un consejo mutuo de concejales...

Aunque los datos utilizados por Mark Twain pueden ser razonablemente precisos, intencionadamente olvidó incluir el hecho de que el Mississippi también creó muchos nuevos meandros, alargando con ello su curso en una cantidad similar. De hecho, con el crecimiento de su delta, el Mississippi es en realidad más largo, no más corto.

Meandros encajados y terrazas fluviales

Normalmente, esperamos que una corriente con un curso muy sinuoso se encuentre en una llanura de inundación en un valle amplio. Sin embargo, ciertos ríos exhiben cauces meandriformes que fluyen en valles estrechos y empinados. Estos meandros se denominan **meandros encajados** (Figura 16.19). ¿Cómo se originan esas formas?

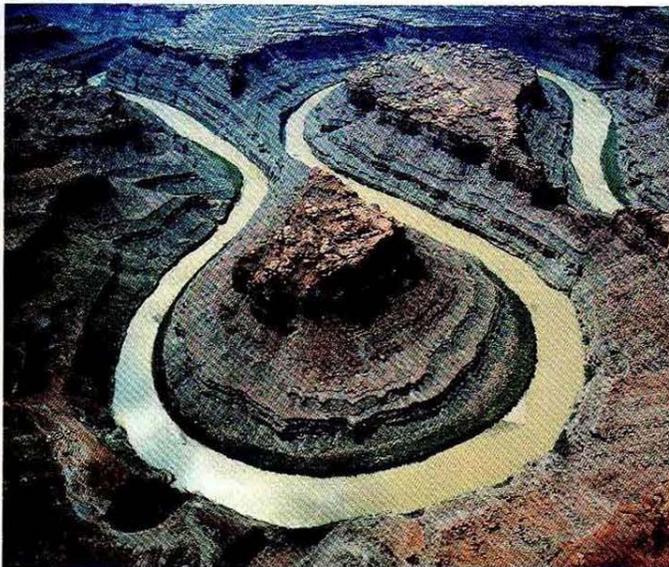
Originalmente, es probable que los meandros se desarrollaran en la llanura de inundación de una corriente que estaba relativamente cerca del nivel de base. Luego, un cambio del nivel de base hizo que la corriente empezara a erosionar en sentido descendente. Pudo haber ocurrido uno de dos acontecimientos. O bien el nivel de base descendió o bien el terreno sobre el que fluía el río se levantó.



▲ **Figura 16.18** Formación de un estrangulamiento y un lago de media luna.



A.



B.

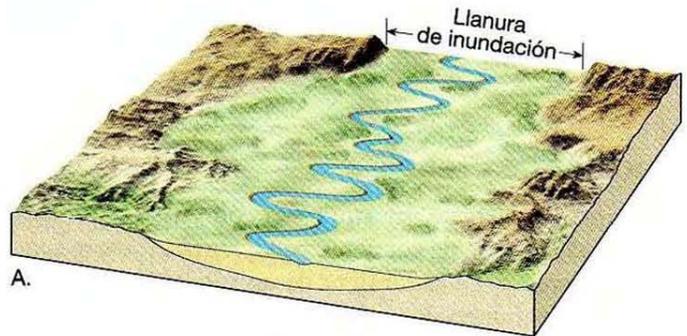
▲ **Figura 16.19** A. Esta imagen aérea muestra los meandros encajados del río Delores en el oeste de Colorado. (Cortesía de USDA-ASCS). B. Una vista de cerca de los meandros encajados del río Colorado en el Parque Nacional Canyonlands, Utah. (Foto de Michael Collier.) En ambos lugares, las corrientes de curso sinuoso empezaron la erosión en la vertical debido al levantamiento de la llanura de Colorado.

Un ejemplo de la primera circunstancia sucedió durante el período glacial cuando grandes cantidades de agua se retiraron del océano y quedaron atrapadas en glaciares sobre continentes. El resultado fue que el nivel del mar (nivel de base absoluto) descendió, haciendo que los ríos que fluían hacia el océano empezaran a erosionar excavando. Por supuesto, esta actividad

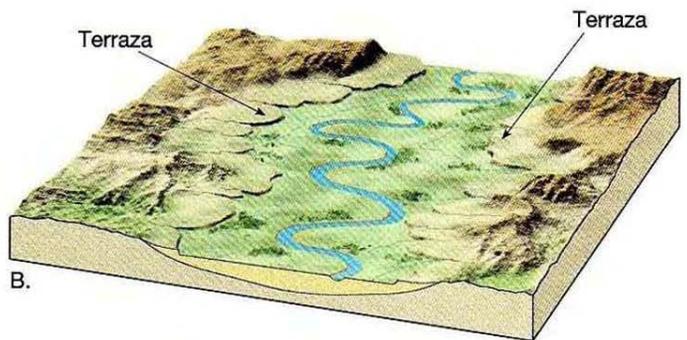
cesó al final del período glacial cuando los glaciares se fundieron y el océano se elevó hasta su nivel anterior.

El levantamiento regional del terreno es la segunda causa de los meandros encajados, y se muestra un ejemplo en la llanura de Colorado en el suroccidente de Estados Unidos. Aquí, conforme la llanura se fue levantando de manera gradual, los ríos que tenían numerosos meandros se fueron ajustando al nivel de base mediante erosión vertical (Figura 16.19).

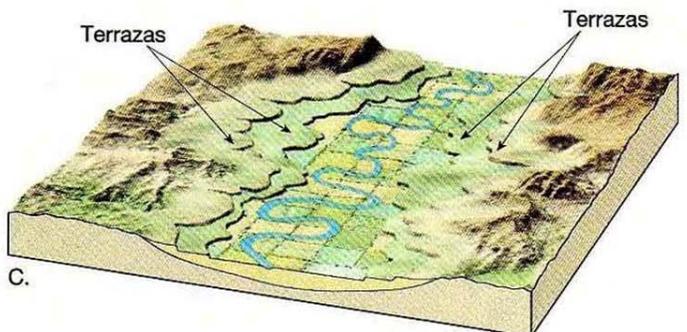
Después de que un río se ha ajustado a un descenso relativo del nivel de base mediante erosión vertical, puede producir de nuevo una llanura de inundación a un nivel por debajo del anterior. A veces aparecen los restos de una llanura de inundación previa en forma de superficies planas denominadas **terrazas** (Figura 16.20).



A.



B.



C.

▲ **Figura 16.20** Las terrazas se pueden formar cuando una corriente produce erosión en la vertical a través de un aluvión previamente depositado. Esto puede producirse en respuesta a un descenso del nivel de base o como consecuencia de un levantamiento regional.

Redes de drenaje



Corrientes de aguas superficiales ▼ Características de las corrientes

Una corriente no es más que un pequeño componente de un sistema mayor. Cada sistema consiste en una **cuenca de drenaje**, el área de tierra que aporta agua a la corriente. La cuenca de drenaje de una corriente se separa de otra por una línea imaginaria denominada **divisoria** (Figura 16.21). El tamaño de la divisoria oscila entre un montículo que separa dos pequeños arroyos hasta divisorias continentales, que dividen continentes en enormes cuencas de drenaje. El río Mississippi tiene la mayor cuenca de drenaje de toda Norteamérica (Figura 16.22). Extendiéndose entre las Montañas Rocosas en el oeste y los Apalaches en el este, el río Mississippi y sus afluentes recogen agua de más de 3,2 millones de kilómetros cuadrados del continente.

Modelos de drenaje

Todos los sistemas de drenaje están compuestos por una red interconectada de corrientes que, juntas, forman modelos concretos. La naturaleza de un modelo de drenaje puede variar mucho de un tipo de terreno a otro, fundamentalmente en respuesta a los tipos de rocas sobre los cuales se desarrolla la corriente o al modelo estructural de fallas y pliegues.

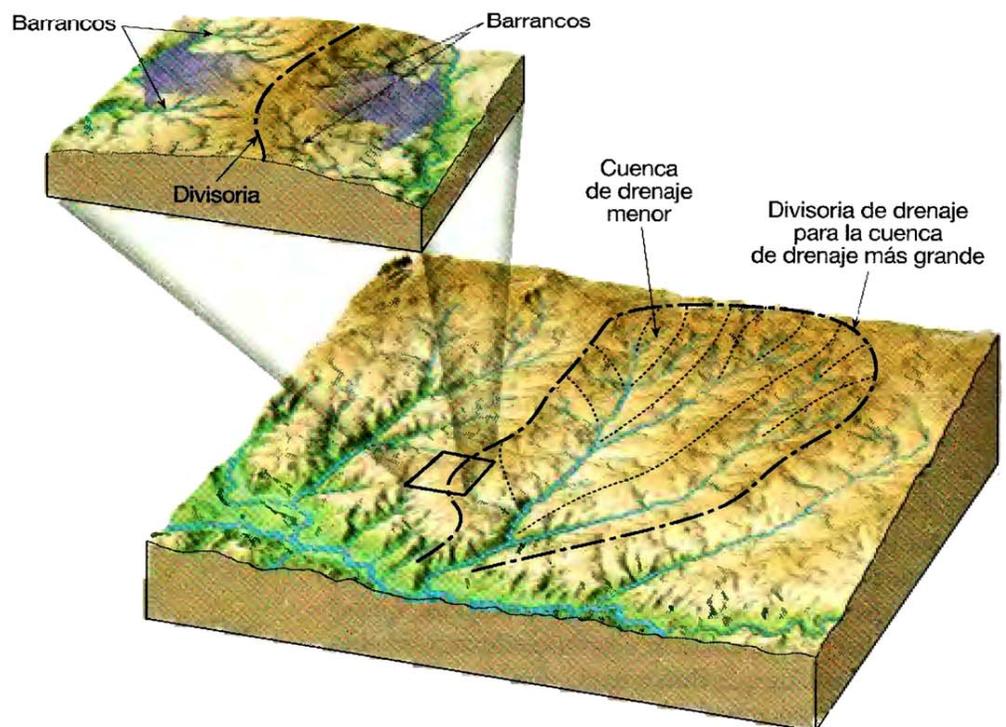
El modelo de drenaje encontrado con más frecuencia es el **modelo dendrítico** (Figura 16.23A). Este modelo se caracteriza por una ramificación irregular de corrientes tributarias que recuerda al modelo ramificado de un árbol caducifolio. De hecho, la palabra *dendrítico* significa «semejante a un árbol». El modelo dendrítico se forma donde el sustrato de roca subyacente es relativamente uniforme, como en estratos sedimentarios planos o rocas ígneas masivas. Dado que el material subyacente es esencialmente uniforme en su resistencia a la erosión, no controla el modelo de flujo de corriente. En cambio, el modelo viene determinado fundamentalmente por la dirección de la pendiente del terreno.

Cuando las corrientes divergen desde un área central como los radios de una rueda, se dice que el modelo es **radial** (Figura 16.23B). Este modelo se desarrolla normalmente en zonas volcánicas aisladas y en elevaciones de tipo domo.

En la Figura 16.23C se ilustra un **modelo rectangular**, con muchos recodos en ángulo recto. Este modelo se desarrolla cuando el sustrato de roca está entrecruzado por una serie de diaclasas y fallas. Dado que esas estructuras son erosionadas con más facilidad que la roca no fracturada, su modelo geométrico orienta la dirección de las corrientes a medida que excavan sus valles.

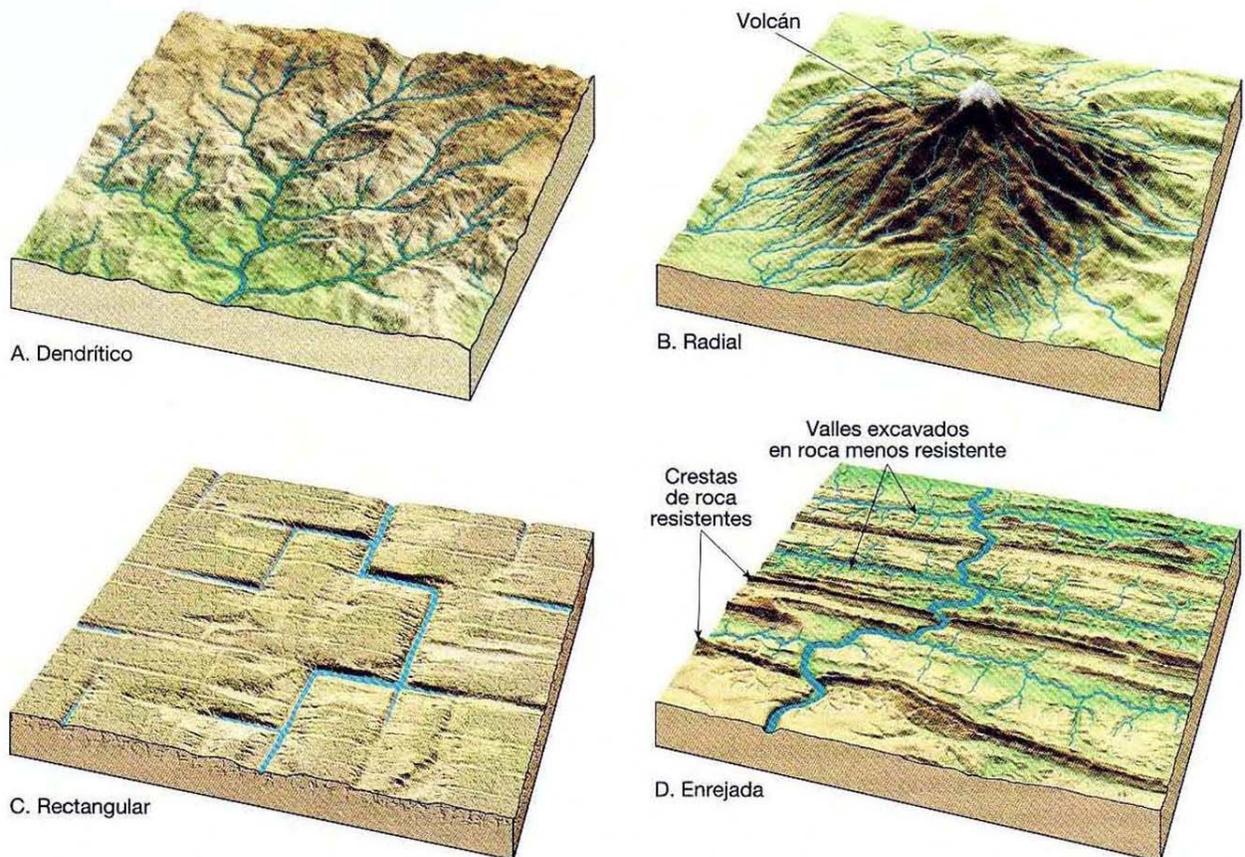
En la Figura 16.23D se ilustra un **modelo de drenaje de red enrejada**, un modelo rectangular en el cual los afluentes son casi paralelos entre sí y tienen el aspecto de un jardín enrejado. Este modelo se forma en áreas

► **Figura 16.21** Una *cuenca de drenaje* es la zona de tierra drenada por una corriente y sus afluentes. Las *divisorias* son los límites que separan las cuencas de drenaje.





▲ **Figura 16.22** La cuenca de drenaje del río Mississippi, el mayor río de América del Norte, abarca unos 3 millones de kilómetros cuadrados. Las *divisoria*s son los límites que separan las cuencas de drenaje entre sí. Existen cuencas de drenaje y divisoria para todas las corrientes fluviales.



▲ **Figura 16.23** Modelos de drenaje. A. Dendrítico. B. Radial. C. Rectangular. D. Enrejada.

donde subyacen alternancias de roca resistente y menos resistente y está particularmente bien desarrollado en los Apalaches plegados, donde estratos débiles y fuertes afloran en cinturones casi paralelos.

Erosión remontante y captura

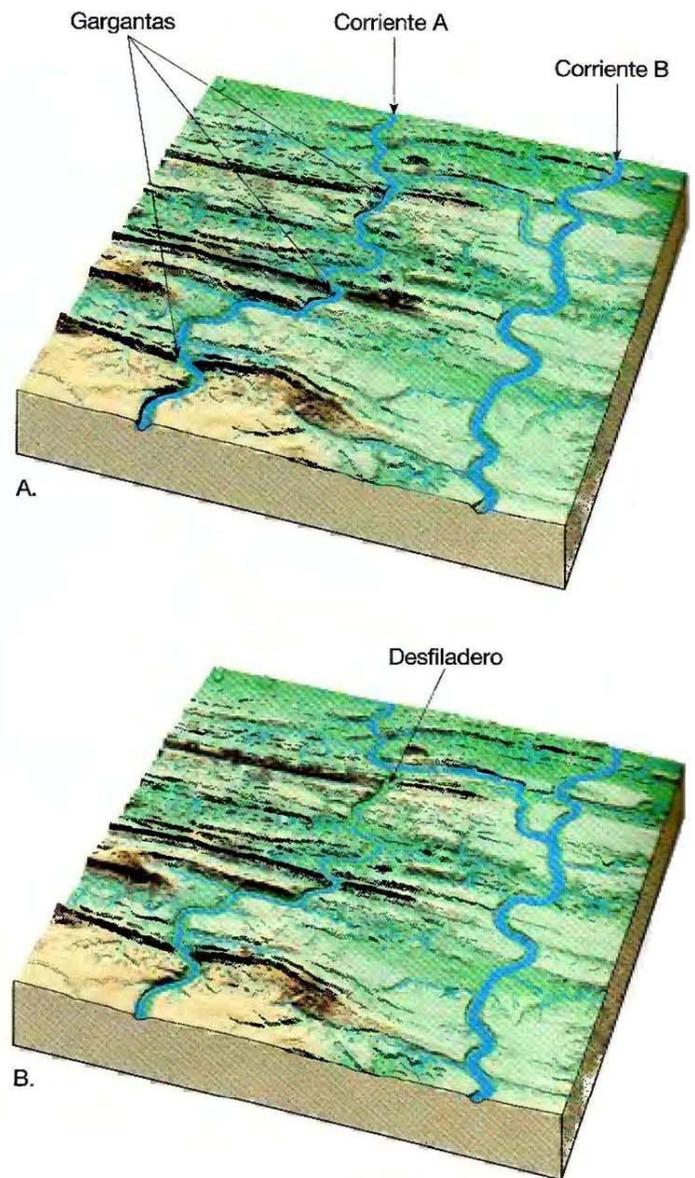
Hemos visto que una corriente puede alargar su curso construyendo un delta en su desembocadura. También puede alargarlo mediante **erosión remontante**; es decir, extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Conforme la escorrentía en lámina converge y se concentra en la cabecera del cauce de una corriente, su velocidad y, por consiguiente, su potencia de erosión, aumentan. El resultado puede ser la erosión vigorosa en la cabecera del valle. Por tanto, mediante erosión remontante, el valle se extiende a un terreno previamente no diseccionado.

La erosión remontante por las corrientes de agua desempeña un importante papel en la disección de las zonas de tierras altas. Además, el conocimiento de este proceso ayuda a explicar los cambios que tienen lugar en los modelos de drenaje. Una de las causas de los cambios que ocurren en el modelo de corrientes es la **captura**, la desviación del drenaje de una corriente debido a la erosión remontante de otra. La captura puede ocurrir, por ejemplo, si una corriente en un lado de una divisoria tiene un gradiente más empinado que la corriente del otro lado. Dado que la corriente con el gradiente más empinado tiene más energía, puede alargar su valle cabecera arriba, acabando por romper la divisoria y capturando parte o todo el drenaje de la corriente más lenta. En la Figura 16.24, el flujo de la corriente A fue capturado cuando un afluente de la corriente B de flujo más rápido abrió una brecha en la divisoria a la altura de su cabecera y desvió la corriente A.

La captura explica también la existencia de gargantas estrechas y de laderas empinadas que no son atravesadas por corrientes activas. Estos cursos de agua abandonados (denominados *desfiladeros*) se forman cuando el curso de la corriente que corta el desfiladero cambia su curso por una captura. En la Figura 16.24, una garganta que había sido creada por la corriente A se convierte en un desfiladero como consecuencia de una captura.

Formación de una garganta

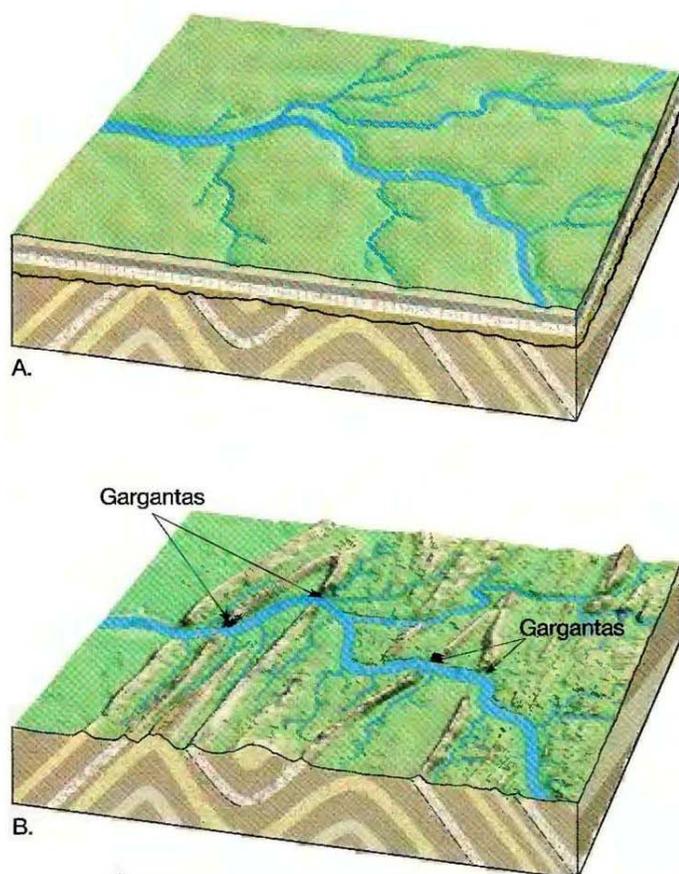
A veces, para entender por completo el patrón de las corrientes de una zona, debemos entender la historia de las corrientes. Por ejemplo, en muchos lugares puede observarse cómo un valle fluvial atraviesa una dorsal o una montaña que se sitúa en su curso. El desfiladero con paredes



▲ **Figura 16.24** Captura y formación de desfiladeros. Un afluente de la corriente B provoca erosión remontante hasta que finalmente captura y desvía la corriente A. El cauce de agua A a través del cual fluía la corriente A es abandonado como consecuencia de la captura. Como consecuencia, este accidente geográfico es ahora un desfiladero. En este valle y en los entornos de tipo sierra, las rocas más blandas de los valles son erosionadas con más facilidad que los resaltes resistentes. Por consiguiente, conforme los valles se van reduciendo, los resaltes y las gargantas se van elevando en relación con los valles.

escarpadas seguido por el río a través de la estructura se denomina **garganta** (Figura 16.25).

¿Por qué una corriente atraviesa una estructura de este tipo y no fluye a su alrededor? Una posibilidad es que la corriente existiera antes de que se formara la sierra o la montaña. En este caso, la corriente, denominada **corriente antecedente**, debería seguir su paso mediante la



▲ **Figura 16.25** Desarrollo de una corriente sobreimpuesta. A. El río establece su curso en los estratos relativamente uniformes. B. Luego topa con la estructura subyacente y la atraviesa.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿La tectónica de placas influye en los ríos?

Sí, de muchas maneras. Por ejemplo, la existencia de un gran río se debe en gran medida a la posición de un continente en una zona climática donde la precipitación es abundante, lo cual, a su vez, viene determinado por el movimiento de las placas. Los ríos aparecen y desaparecen conforme las placas en movimiento transportan los continentes hacia dentro y hacia fuera de las distintas zonas climáticas.

Existen muchos otros efectos directos e indirectos. La formación de montañas en los bordes convergentes influye enormemente en las inclinaciones regionales y modifica los patrones de la precipitación. El pliegue y el fallado asociados con los procesos tectónicos afectan los modelos de drenaje, mientras que las coladas de lava extensas creadas por la actividad volcánica relacionada con la tectónica puede cambiar radicalmente los sistemas fluviales.

erosión descendente durante el progreso del levantamiento. Es decir, la corriente mantendría su curso como una zona de la corteza elevada por pliegue o falla a través del camino de la corriente.

Una segunda posibilidad es que la corriente se **sobreimpusiera** o bajara sobre la estructura (Figura 16.25). Eso puede ocurrir cuando una cadena o una montaña está enterrada debajo de unas capas de sedimentos relativamente horizontales o estratos sedimentarios. Las corrientes que se originan en esta cubierta establecerían sus cursos con independencia de las estructuras subyacentes. Luego, a medida que el valle ganara profundidad y apareciera la estructura, el río continuaría erosionando su valle en estas últimas. Los Apalaches plegados proporcionan algunos buenos ejemplos. Allí, una serie de grandes ríos, como el Potomac y el Susquehanna, atraviesan los estratos plegados en su camino hacia el Atlántico.

Inundaciones y control de la inundación

Cuando el caudal de una corriente llega a ser tan grande que supera la capacidad de su cauce, desborda sus márgenes en forma de una inundación. Las **inundaciones** son los más comunes y más destructivos de todos los riesgos geológicos. No obstante, forman parte simplemente del comportamiento *natural* de las corrientes de agua.

La mayoría de inundaciones tiene un origen meteorológico provocado por los procesos atmosféricos que pueden variar mucho tanto en tiempo como en espacio. Solamente una hora o menos de tormenta puede desencadenar inundaciones en los valles pequeños. Por el contrario, las grandes inundaciones en los grandes valles fluviales suelen ser el resultado de una serie de precipitaciones extraordinarias sobre una región amplia durante un intervalo largo de tiempo.

La planificación del uso de la tierra en las cuencas fluviales requiere un conocimiento de la frecuencia y la magnitud de las inundaciones. Probablemente, el mayor uso práctico inmediato de los datos recogidos en las estaciones de aforo es el cálculo de la probabilidad de diferentes magnitudes de inundación.

A menudo se describe las inundaciones en términos de **intervalo de recurrencia** o **período de retorno**. Ése es el caso cuando se habla de una *inundación de 100 años* (o de una inundación de 30 años o de una inundación de 50 años). ¿Qué significa eso? El caudal de inundación que tiene un 1 por ciento de probabilidades de ser superado en un año cualquiera se denomina una inundación de 100 años. Esta frase puede crear confusión porque hace creer que sólo una inundación de este tipo ocurrirá en un intervalo de 100 años o que esas inundaciones se producen con regularidad cada 100 años. Nada de eso es cierto. El

hecho es que las inundaciones inusualmente grandes se producen a intervalos irregulares y pueden suceder *cualquier* año.

Muchas designaciones de las inundaciones se reevalúan y se modifican con el tiempo a medida que se recogen más datos o cuando una cuenca fluvial es alterada de una manera que afecta el flujo del agua. Los diques y el desarrollo urbano son ejemplos de algunas influencias humanas en una cuenca que pueden afectar los intervalos de recurrencia.

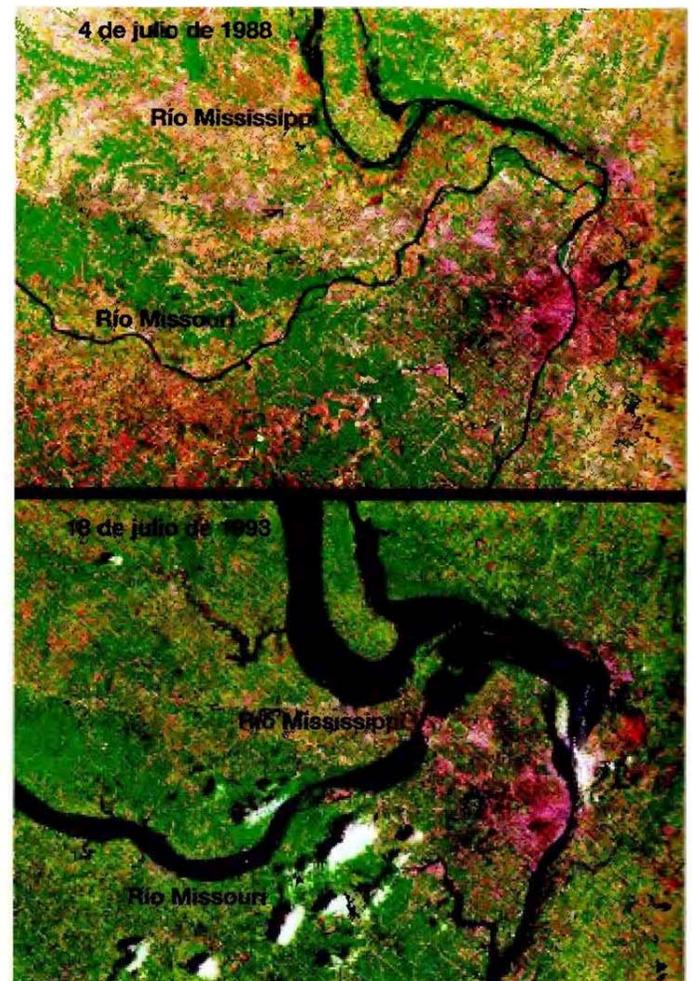
Causas y tipos de inundaciones

Las inundaciones pueden ser consecuencia de varios factores naturales y humanos. Entre los tipos comunes de inundaciones se cuentan las inundaciones regionales, las avenidas, las inundaciones por obstrucción de hielo y las inundaciones por ruptura de una presa.

Inundaciones regionales Algunas inundaciones regionales son estacionales. La fusión rápida de la nieve en primavera o las tormentas importantes que traen lluvias intensas en una región grande, o las dos cosas, producen la mayoría de las inundaciones. La gran inundación que tuvo lugar en 1997 a lo largo del río Red en el norte de Estados Unidos es un ejemplo notable de un acontecimiento desencadenado por un deshielo rápido. La inundación vino precedida por un invierno durante el que nevó mucho. A principios de abril, la nieve empezó a fundirse y la inundación parecía inminente, pero los días 5 y 6 una *ventisca* reconstruyó los encogidos ventisqueros a alturas de 6 metros en algunos lugares. Entonces, la subida rápida de las temperaturas fundió la nieve en cuestión de días, provocando una inundación que batió todos los récords después de 500 años. Se inundaron alrededor de 4,5 millones de acres y las pérdidas en la región de Grand Forks, en Dakota del Norte, superaron los 3.500 millones de dólares. Las inundaciones de principios de la primavera son a veces peores si el suelo está congelado, lo cual reduce la infiltración en el suelo y, de esta manera, aumenta la escorrentía.

Los largos períodos húmedos en cualquier época del año pueden crear suelos saturados, después de lo cual cualquier lluvia adicional discurre en corrientes hasta que se superan las capacidades. Las inundaciones regionales suelen ser provocadas por sistemas tormentosos de movimiento lento, incluidos los huracanes en decadencia. Las inundaciones extensas y costosas del este de Carolina del Norte en septiembre de 1999 fueron la consecuencia de las lluvias torrenciales sobre suelos ya anegados de agua del huracán Floyd, en decadencia. Los patrones meteorológicos húmedos y persistentes condujeron a las lluvias excepcionales y las devastadoras inundaciones del valle del alto Mississippi durante el verano de 1993 (Figura 16.26).

Avenidas Una avenida puede producirse casi sin previo aviso y puede ser mortal porque provoca un aumento rápido de los niveles del agua y puede tener una velocidad de corriente devastadora (véase Recuadro 16.2). Varios factores influyen en las avenidas. Entre ellos se encuentran la intensidad y la duración de las precipitaciones, las condiciones superficiales y la topografía. Las zonas montañosas son en especial susceptibles porque las pendientes escarpadas pueden canalizar la escorrentía hacia cañones estrechos con consecuencias desastrosas. La inundación del río Big Thompson del 31 de julio de 1976, en Colorado, ilustra este fenómeno. Durante un intervalo de cuatro horas, más de 30 centímetros de lluvia cayeron sobre una parte de la pequeña



▲ **Figura 16.26** Imágenes satélite del río Missouri fluyendo en el interior del río Mississippi. St. Louis se encuentra justo al sur de su confluencia. La imagen de arriba muestra los ríos durante la sequía que se produjo en el verano de 1988. La imagen de abajo refleja el pico de la inundación que batió todos los récords de 1993. Las lluvias excepcionales causaron la primavera y el principio de verano más húmedos del siglo xx en la cuenca superior del río Mississippi. En total, se inundaron casi 14 millones de acres y al menos 50.000 personas se desplazaron. (Cortesía de Spaceimaging.com.)



Recuadro 16.2 ▶ El hombre y el medio ambiente

Avenidas

Los tornados y los huracanes son las tormentas más impresionantes de la naturaleza. Pero sorprendentemente estos temidos acontecimientos no son responsables del mayor número de muertes relacionadas con las tormentas. Esa distinción está reservada para las avenidas. En el período de nueve años comprendidos entre 1992 y 2001 en Estados Unidos el número de muertes relacionadas con las tormentas por inundación fue de una media de 127 muertes anuales. Por el contrario, la media de muertes por tornado fue de 71 al año y la de los huracanes, 16.

Las *avenidas* son inundaciones locales de gran volumen y corta duración. La oleada de agua de crecimiento rápido suele producirse con un mínimo aviso previo y puede destruir carreteras, puentes, casas y otras estructuras sólidas. Los caudales alcanzan rápidamente un máximo y disminuyen casi con la misma rapidez. A menudo las avenidas transportan grandes cantidades de sedimentos y derrubios conforme arrasan los canales.

Con frecuencia, las avenidas son consecuencia de las lluvias torrenciales asociadas con una fuerte tormenta de movimiento lento o tienen lugar cuando una serie de tormentas pasa repetidamente sobre el mismo lugar. En algunas ocasiones los derrubios flotantes o el hielo pueden acumularse en una obstrucción natural o

artificial y restringen el flujo del agua. Cuando se rompen estas presas temporales, los torrentes de agua pueden ser liberados en forma de avenidas.

Las avenidas pueden producirse en casi cualquier zona del país. En especial son habituales en el terreno montañoso, donde las pendientes empinadas pueden canalizar rápidamente la escorrentía hacia el interior de los valles estrechos. El riesgo es mayor cuando el suelo ya está saturado por las lluvias anteriores o está compuesto de materiales impermeables. Un desastre en Shadydale, Ohio, demuestra qué puede ocurrir cuando las lluvias incluso moderadamente fuertes caen sobre un suelo saturado de empinadas pendientes.

La tarde del 14 de junio de 1990, 26 personas perdieron la vida cuando las lluvias estimadas en el intervalo de 7 a 12 centímetros se precipitaron sobre el suelo saturado, lo cual generó olas de inundación en corrientes que alcanzaron unos metros de altura, destruyendo las viviendas y los comercios cercanos a la orilla. Los meses anteriores de lluvias superiores a lo normal habían generado un contenido de agua en el suelo cercano a la saturación. Por consiguiente, las cantidades moderadas de lluvia provocaron grandes cantidades de escorrentía superficial. Los valles escarpados con paredes práctica-

mente verticales canalizaron las inundaciones, creando crestas de ola muy rápidas, altas y empinadas*.

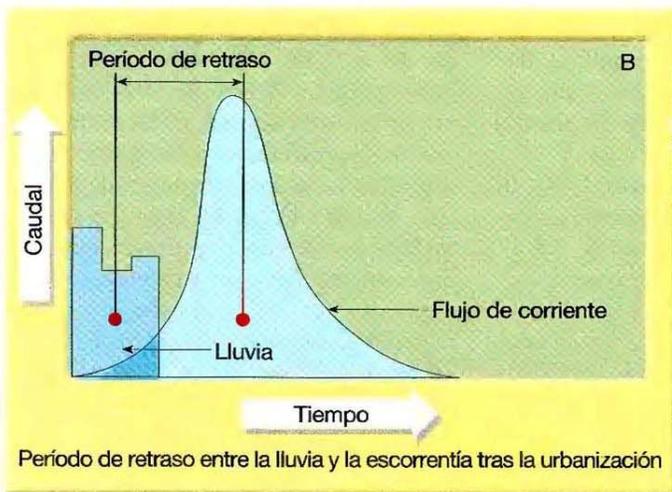
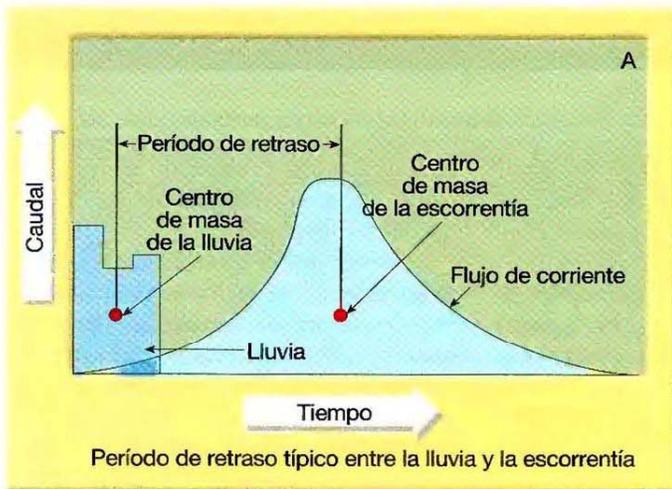
¿Por qué muere tanta gente en las avenidas? Además del factor sorpresa (a muchos les sorprende durmiendo), las personas no valoran la potencia del agua en movimiento. Sólo 15 centímetros de agua de la crecida con un movimiento rápido pueden tirar una persona al suelo. La mayoría de automóviles flotarán y serán arrastrados en sólo 0,6 metros de agua. *¡Más de la mitad de todas las muertes por avenidas en Estados Unidos están relacionadas con los automóviles!* Obviamente, las personas nunca deben intentar conducir por una carretera inundada. La profundidad del agua no es siempre evidente. Además, el lecho de la carretera puede haber sido arrasado debajo del agua. En la actualidad las avenidas constituyen calamidades que pueden causar un enorme número de víctimas y grandes pérdidas materiales. Aunque se están realizando esfuerzos para mejorar las observaciones y las advertencias, las avenidas continúan siendo asesinos naturales esquivos.

* «Prediction and Mitigation of Flash Floods: A Policy Statement of the American Meteorological Society» *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, núm. 8 (agosto 1993), pág. 1.586.

cuenca de drenaje del río. La avenida en el estrecho cañón duró sólo unas pocas horas pero se cobró 139 vidas y provocó daños por el valor de decenas de millones de dólares.

Las zonas urbanas son susceptibles de experimentar avenidas, ya que un elevado porcentaje del área de la superficie está compuesto de tejados impermeables, calles y aparcamientos, donde la escorrentía es muy rápida. Para comprender mejor el efecto de la urbanización en el flujo de las corrientes, examínese la Figura 16.27. La parte A de la figura es un hidrograma hipotético que muestra la relación temporal entre la tormenta y la inundación. Nótese que el nivel del agua de la corriente no sube al principio de la precipitación, porque hace falta tiempo para que el agua se desplace desde el lugar donde se precipitó

hasta la corriente. Esta diferencia temporal se denomina *tiempo de retardo*. El hidrograma de la Figura 16.27B describe la misma zona y la misma precipitación hipotéticas después de la urbanización. Nótese que el caudal máximo durante una inundación es mayor y que el tiempo de retardo entre la precipitación y el pico de la inundación es más corto que antes de la urbanización. La explicación de este efecto es sencilla. Las calles, los aparcamientos y los edificios cubren el suelo que antes filtraba el agua. Por tanto, se infiltra menos agua y aumentan la velocidad y la cantidad de la escorrentía. Además, dado que se infiltra mucha menos agua en el suelo, baja el flujo de agua (estación seca) de muchas corrientes urbanas, que se mantiene por el movimiento de las aguas subterráneas en el canal, reduciéndose enormemente. Como cabe esperar, la



▲ **Figura 16.27** Cuando una zona pasa de ser rural a ser urbana, el período de retraso entre la lluvia y el pico de la inundación se reduce. El pico de la inundación también es mayor tras la urbanización. (Tomado de L. B. Leopold, U. S. Geological Survey.)

magnitud de estos efectos es una función del porcentaje de tierra cubierta por superficies impermeables.

Inundaciones por obstrucción de hielo Los ríos congelados son sensibles a las inundaciones por obstrucción de hielo. A medida que aumenta el nivel de una corriente, ésta romperá el hielo y creará corrientes de hielo que pueden apilarse y obstruir el canal. Una barrera de hielo de este tipo crea un dique que atraviesa el canal. El agua de corriente arriba a partir del dique de hielo puede subir rápidamente e inundar los bancos del canal. Cuando el dique de hielo se rompe, el agua almacenada detrás del dique se libera, lo cual provoca una avenida corriente abajo.

Inundaciones por ruptura de una presa La interferencia humana en el sistema de corrientes fluviales puede empeorar, o incluso causar, las inundaciones. Un ejemplo excelen-

te es la ruptura de una presa o un dique artificial. Las presas y los diques artificiales se construyen como protección contra las inundaciones. Están diseñados para contener las inundaciones de una magnitud determinada. Si se produce una inundación mayor, la presa o el dique son sobrepasados. Si la presa o el dique se rompen o son arrastrados por el agua, el agua detrás de ellos es liberada y se convierte en una avenida. La rotura de una presa en 1889 en el río Little Conemaugh causó la devastadora inundación de Johnstown, Pensilvania, que se cobró unas 3.000 vidas.

Control de inundaciones

Se han ideado varias estrategias para eliminar o reducir los efectos catastróficos de las inundaciones. Entre los esfuerzos de ingeniería se cuentan la construcción de diques artificiales, la construcción de presas de control de las inundaciones y la canalización de los ríos.

Diques artificiales Los *diques artificiales* son montículos de tierra construidos en las riberas de un río para incrementar el volumen de agua que el cauce puede albergar. Estas estructuras, sumamente comunes, se han utilizado desde tiempos antiguos y continúan utilizándose en la actualidad.

Los diques artificiales son normalmente fáciles de distinguir de los naturales debido a que sus pendientes son mucho más empinadas. Cuando un río es confinado por diques durante los períodos de mucho caudal, suele depositar material en su cauce durante la disminución del caudal. Éste es un sedimento que, de lo contrario, habría sido depositado en la llanura de inundación. Por tanto, cada vez que hay una subida, se dejan depósitos en el lecho del río y se acumulan en el fondo del cauce. Con el ascenso del lecho, se requiere menos agua para el desbordamiento del dique original. Como consecuencia, quizá haya que elevar periódicamente la altura del dique para proteger la llanura de inundación. Además, muchos diques artificiales no están construidos para resistir períodos de inundación extrema. Por ejemplo, fueron numerosos los hundimientos de diques artificiales en el medio oeste de Estados Unidos durante el verano de 1993, cuando el alto Mississippi y muchos de sus afluentes experimentaron inundaciones extraordinarias.

Presas de control de inundaciones Las *presas de control de inundaciones* se construyen para almacenar el agua de la inundación y luego dejarla salir lentamente. Esto reduce la cresta de la inundación extendiéndola durante un tiempo más largo. Desde los años 20, se han construido miles de presas en casi todos los ríos principales de Estados Unidos. Muchas presas tienen funciones significativas no relacionadas con las inundaciones, como el suministro de agua para la agricultura de irrigación y para la generación

de energía hidroeléctrica. Muchos embalses son también importantes centros recreativos.

Aunque las presas pueden reducir las inundaciones y proporcionar otros beneficios, la construcción de estas estructuras tiene también costes y consecuencias significativas. Por ejemplo, los embalses creados por presas pueden cubrir tierra de cultivo fértil, bosques útiles, sitios históricos y valles de belleza pictórica. Por supuesto, las presas atrapan sedimentos. Por consiguiente, los deltas y las llanuras de inundación corriente abajo se erosionan porque no vuelven a rellenarse con limo durante las inundaciones. Las grandes presas también pueden causar un daño ecológico significativo a los ambientes fluviales que tardaron miles de años en establecerse.

Construir una presa no es una solución permanente para las inundaciones. La sedimentación detrás de una presa significa que el volumen de su depósito disminuirá gradualmente, reduciendo la eficacia de esta medida de control de las inundaciones.

Canalización La *canalización* implica la alteración del cauce de una corriente para aumentar la velocidad del flujo del agua con objeto de impedir que alcance la altura de la inundación. Esto puede implicar simplemente limpiar un cauce de obstrucciones o drenar un cauce para hacerlo más ancho y profundo.

Una alteración más radical implica el enderezamiento de un canal mediante la creación de *estrangulamientos artificiales*. La idea es que acortando la corriente, aumentan el gradiente y, por tanto, la velocidad. Al aumentar la velocidad, el mayor volumen asociado con la inundación puede dispersarse con más rapidez.

Desde principios de los años treinta, el Cuerpo de Ingenieros de la Armada ha creado muchos estrangula-

mientos artificiales en el Mississippi con el fin de incrementar la eficiencia del cauce y reducir la amenaza de inundaciones. En total, el río ha sido acortado más de 240 kilómetros. El programa ha tenido algo de éxito en cuanto a la reducción de la altura del río en la época de inundaciones. Sin embargo, debido a que el río todavía muestra tendencia a la formación de meandros, ha sido difícil de evitar que vuelva a su curso anterior.

Los estrangulamientos artificiales incrementan la velocidad de una corriente y también pueden acelerar la erosión del lecho y de los márgenes del cauce. Un ejemplo de este tipo es el río Blackwater de Missouri, cuyo curso serpenteante se acortó en 1910. Entre los muchos efectos de ese proyecto se cuenta un notable aumento de la anchura del cauce causado por el incremento de velocidad de la corriente. Un puente sobre el río se derrumbó debido a la erosión de la ribera en 1930. En los 17 años siguientes el mismo puente fue reemplazado en tres ocasiones más, cada vez con un tramo mayor.

Un enfoque no estructural Todas las medidas de control de la inundación descritas hasta ahora han implicado soluciones estructurales orientadas a «controlar» un río. Esas soluciones son caras y a menudo dan una falsa sensación de seguridad a las personas que viven en la llanura de inundación.

En la actualidad, muchos científicos e ingenieros defienden un enfoque no estructural para el control de las inundaciones. Sugieren que una alternativa a los diques artificiales, las presas y la canalización es el manejo lógico de las llanuras de inundación. Identificando las áreas de alto riesgo, pueden ejecutarse leyes de zonación apropiadas que reduzcan al mínimo el desarrollo y promuevan un uso más apropiado de la tierra.

Resumen

- El *ciclo hidrológico* describe el intercambio continuo de agua entre los océanos, la atmósfera y los continentes. Impulsado por la energía procedente del sol, es un sistema global en el cual la atmósfera proporciona el vínculo entre los océanos y los continentes. Los procesos implicados en el ciclo hidrológico son la *precipitación*, la *evaporación*, la *infiltración* (el movimiento del agua al interior de las rocas o del suelo a través de grietas o poros), la *escorrentía* (el agua que fluye sobre la tierra) y la *transpiración* (la liberación de vapor de agua a la atmósfera por las plantas). *El agua corriente es el agente más importante que esculpe la superficie terrestre.*
- La cantidad de agua que corre por la superficie de la tierra, en comparación con la que se hunde en el sue-

lo, depende de la *capacidad de infiltración* del suelo. Inicialmente la *escorrentía* fluye en forma de láminas delgadas y anchas a través del suelo, en un proceso denominado *escorrentía en lámina*. Después de una corta distancia, los hilillos de corriente normalmente se desarrollan y se forman diminutos cauces denominados *acanaladuras*.

- Los factores que determinan la *velocidad* de una corriente son el *gradiente* (pendiente del cauce de la corriente), la *sección transversal*, el *tamaño* y la *irregularidad* del cauce, y el *caudal* de la corriente (cantidad de agua que pasa por un punto dado por unidad de tiempo, que normalmente se mide en metros cúbicos por segundo). Lo más frecuente es que el gradiente y la

irregularidad de una corriente disminuyan pendiente abajo, mientras que la anchura, la profundidad, el caudal y la velocidad aumenten.

- Los dos tipos generales de *nivel de base* (el menor punto al cual una corriente puede erosionar su cauce) son: (1) el *nivel de base absoluto* (nivel del mar), y (2) el *nivel de base temporal* o *local*. Cualquier cambio en el nivel de base hará que la corriente se ajuste y establezca un nuevo equilibrio. La reducción del nivel de base hará que una corriente erosione, mientras que la elevación del nivel de base provoca la sedimentación de material en el cauce.
- Las corrientes transportan su carga de sedimento en solución (*carga disuelta*), en suspensión (*carga suspendida*) y a lo largo del fondo del cauce (*carga de fondo*). Gran parte de la carga disuelta proviene del agua subterránea. La mayoría de las corrientes transforman la mayor parte de la carga en suspensión. La carga de fondo se mueve sólo de manera intermitente y suele representar la menor porción de la carga de una corriente.
- La capacidad de una corriente para transportar partículas sólidas se describe utilizando dos criterios: la *capacidad* (la carga máxima de partículas sólidas que una corriente puede transportar) y la *competencia* (el tamaño máximo de clasto que una corriente puede transportar). La competencia aumenta en un valor igual al cuadrado de la velocidad de la corriente, de modo que si la velocidad se duplica, la fuerza del agua se cuadruplica.
- Las corrientes depositan sedimentos cuando la velocidad se ralentiza y la competencia se reduce. Esto provoca una *selección*, el proceso mediante el cual se depositan juntas partículas de tamaño semejante. Los depósitos fluviales se denominan *aluviones* y pueden aparecer como depósitos de canal denominados *barras*; como depósitos de llanura de inundación, entre los que se cuentan los *diques naturales*, y como *deltas* o *abánicos aluviales* en las desembocaduras de las corrientes.
- Aunque existen muchas gradaciones, los dos tipos generales de valles de corrientes son: (1) los *valles estrechos en forma de V*, y (2) los *valles anchos con fondos planos*. Dado que la actividad dominante es la erosión descendente hacia el nivel de base, los valles estrechos a menudo contienen *cataratas* y *rápidos*. Cuando una corriente ha erosionado su cauce más cerca del nivel de base, su energía la dirige de un lado al otro, y la erosión produce un fondo de valle plano, o *llanura de inundación*. Las corrientes que fluyen sobre las llanuras de inundación a menudo se mueven en recodos extensos denominados *meandros*. La formación generalizada de meandros puede provocar segmentos más cortos del cauce, denominados *estrangulamientos* o meandros abandonados, denominados *lagos de media luna*.
- El área de terreno que aporta agua a una corriente se denomina *cuenca de drenaje*. Las cuencas de drenaje están separadas por una línea imaginaria denominada *divisoria*. Los *modelos de drenaje* comunes (la forma de una red de corrientes) producidos por un canal principal y sus afluentes son: (1) *dendrítico*, (2) *radial*, (3) *rectangular* y (4) *red de drenaje enrejada*.
- La *erosión remontante* alarga el curso de la corriente extendiendo la cabecera de su valle pendiente arriba. Este proceso puede inducir *capturas* (el desvío del drenaje de una corriente por otra). Como consecuencia de la captura de los ríos pueden aparecer lo que se denominan *desfiladeros*.
- Las inundaciones son desencadenadas por lluvias intensas o por fusión de la nieve, o las dos cosas. A veces la interferencia humana puede empeorar o incluso causar inundaciones. Las medidas de control de la inundación son la construcción de diques artificiales y presas, así como la canalización, que puede implicar la creación de estrangulamientos artificiales. Muchos científicos e ingenieros abogan por un enfoque no estructural para el control de las inundaciones que implican un uso más apropiado de la tierra.

Preguntas de repaso

1. Describa el movimiento del agua a través del ciclo hidrológico. Una vez que la precipitación ha caído sobre la tierra, ¿qué vías tiene disponibles?
2. Sobre los océanos, la evaporación supera la precipitación. ¿Por qué no disminuye el nivel del mar?
3. Enumere diversos factores que influyen en la capacidad de infiltración.
4. Una corriente se origina a 2.000 metros por encima del nivel del mar y viaja 250 kilómetros hasta el océano. ¿Cuál es su gradiente medio en metros por kilómetro?

5. Supongamos que la corriente mencionada en la pregunta 4 desarrolló una amplia red de meandros de modo que su curso se alargó hasta 500 kilómetros. Calcule este nuevo gradiente. ¿Cómo afectan los meandros al gradiente?
6. Cuando el caudal de una corriente aumenta, ¿qué ocurre con la velocidad de la corriente?
7. ¿Qué le ocurre normalmente a la anchura y a la profundidad del cauce, a la velocidad y al caudal desde el punto en el que empieza una corriente hasta el punto donde acaba? Explique brevemente por qué tienen lugar esos cambios.
8. Defina el *nivel de base*. Nombre el principal río de su área. ¿Para qué corrientes actúa como nivel de base? ¿Cuál es el nivel de base para el río Mississippi?
9. ¿Por qué la mayoría de las corrientes tiene gradientes bajos cerca de sus desembocaduras?
10. Describa tres formas mediante las cuales una corriente puede erosionar su cauce. ¿Cuál de ellas es responsable de la creación de marmitas de gigante?
11. Si fuera a tomar una jarra de agua de una corriente, ¿qué parte de la carga se depositaría en el fondo de la jarra? ¿Qué porción quedaría en el agua? ¿Qué parte de la carga de la corriente probablemente no estaría presente en su muestra?
12. ¿Qué es la velocidad de sedimentación? ¿Qué factores influyen en la velocidad de sedimentación?
13. Distinga entre capacidad y competencia.
14. Describa una situación que podría inducir un cauce de corriente a anastomosarse.
15. Describa brevemente la formación de un dique natural. ¿Cómo se relaciona esta forma con las ciénagas y los afluentes yazoo?
16. ¿En qué se parece un delta y un abanico aluvial? ¿En qué se diferencian?
17. ¿Por qué un río que fluye a través de un delta acaba cambiando su curso?
18. ¿Cómo ha contribuido la construcción de diques artificiales y presas en el río Mississippi y sus afluentes al encogimiento del delta de Mississippi y sus extensas zonas húmedas (véase Recuadro 16.1)?
19. Cada una de las siguientes afirmaciones se refiere a un modelo de drenaje concreto. Identifíquelo.
 - a) Corrientes que divergen de un área alta central como un domo
 - b) Modelo ramificado
 - c) Modelo que se desarrolla cuando el lecho de roca está entrecruzado por diaclasas y fallas
20. Describa cómo podría formarse una garganta.
21. Compare las inundaciones regionales y las avenidas. ¿Qué tipo es el más mortal?
22. Enumere y describa brevemente tres estrategias básicas de control de inundación. ¿Cuáles son las desventajas de cada una de ellas?

Términos fundamentales

abanico aluvial	ciclo hidrológico	evapotranspiración	modelo dendrítico
acanaladura	ciénaga	flujo laminar	modelo radial
afluente yazoo	competencia	flujo turbulento	modelo rectangular
aluvión	corriente antecedente	garganta	nivel de base
anastomosada	corriente en equilibrio	gradiente	nivel de base absoluto
barra	corriente sobreimpuesta	infiltración	nivel de base local o temporal
barra de meandro	cuenca de drenaje	intervalo de recurrencia	período de retorno
cabecera	delta	lago de media luna	perfil longitudinal
capacidad	desembocadura	ley de Playfair	rápido
capacidad de infiltración	dique natural	llanura de inundación	retroceso de escarpe
captura	divisoria	marca de meandro	saltación
carga de fondo	erosión remontante	marmita de gigante	selección
carga disuelta	escorrentía	meandro	terracea
carga suspendida	escorrentía en lámina	meandro encajado	transpiración
cataratas	estrangulamiento	modelo de red enrejada	velocidad de sedimentación
caudal			

Recursos de la web



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

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

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