

de minerales que se litifican por compactación y cementación, como en las rocas sedimentarias detríticas.

CALIZA Y DOLOMÍA El componente principal de la caliza es la calcita mineral de carbonato de calcio (CaCO_3), mientras la dolomía se compone de dolomita mineral de carbonato magnésico y calcio [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. La calcita y la dolomita son minerales de carbonato (véase el capítulo 3), así que la caliza y la dolomía se conocen como **rocas de carbonato**. Recuerde del capítulo 6 que la calcita se disuelve fácilmente en agua con pequeños contenidos de ácido, pero la reacción química conducente a la disolución es reversible, de manera que la calcita sólida puede precipitarse de la solución. De acuerdo con esto, parte de la caliza, aunque probablemente no sea mucha, resulta de reacciones químicas inorgánicas, como la roca conocida como travertino, formada en los manantiales de agua caliente y alrededor de ellos.

Como los organismos desempeñan una función tan importante en su origen, la mayoría de las calizas se clasifican convenientemente como rocas sedimentarias bioquímicas (figura 7.8; tabla 7.2). Por ejemplo, la caliza conocida como *coquina* (figura 7.8b) se integra enteramente de conchas rotas cementadas por carbonato de calcio y la *creta* es una variedad suave de caliza bioquímica compuesta principalmente de conchas microscópicas de organismos.

La casi total ausencia de dolomía reciente y la evidencia tanto de la química como de los estudios de rocas indican que la mayor parte de la dolomía era originalmente caliza que se dolomitizó. Muchos geólogos creen que la

dolomía se origina cuando el magnesio reemplaza parte del calcio de la calcita.

EVAPORITAS Evaporitas es el nombre colectivo de rocas como la *sal de roca* y el *yeso*, que se forman por precipitación química inorgánica de minerales de la solución (tabla 7.2; figura 7.9). En el capítulo 6 vimos que algunos minerales se disuelven durante el intemperismo químico, pero una solución puede retener sólo cierto volumen de materia mineral disuelta. Si el volumen de una solución se reduce por evaporación, la cantidad de materia mineral disuelta aumenta en proporción con el volumen de la solución y a la larga alcanza el límite de saturación, punto en el cual tiene que ocurrir la precipitación.

La sal de roca, compuesta de la halita mineral (NaCl), es sencillamente cloruro de sodio que se precipitó del agua de mar o, más raramente, del agua de lago (figura 7.9a). El yeso, la roca evaporita más ordinaria, se compone del yeso mineral ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), el cual se precipita también del agua que se evapora (figura 7.9b). Se conocen varias otras rocas evaporitas, pero la mayoría son raras.

PEDERNAL El *pedernal* es una roca dura compuesta de cristales microscópicos de cuarzo (SiO_2) (tabla 7.2; figura 7.9c). Se le encuentra en algunas variedades, entre ellas el *pedernal negro* cuyo color se debe a las inclusiones de materia orgánica, y el *jaspe*, que es rojo o café por las inclusiones de óxido de hierro. Como el pedernal carece de plano de corte o clivaje y puede ser moldeado para formarle filosos bordes se usó en muchas culturas para la manufactura de herramientas, así como de puntas de arpones y flechas.

El pedernal aparece como masas irregulares o *nódulos* en otras rocas, especialmente las calizas, y como capas distinguibles de *pedernal estratificado*. La mayoría de los nódulos en las calizas son de origen claramente secundario; esto es, han reemplazado parte de la roca huésped, aparentemente al precipitarse de la solución.

El pedernal estratificado puede precipitarse directamente del agua marina, pero como en ésta hay tan poca sílice disuelta parece improbable que la mayoría del pedernal estratificado se forme de esta manera. Al parecer, mucho pedernal estratificado es bioquímico, es decir, resultante de acumulaciones de conchas de organismos unicelulares secretores de sílice, como los radiolarios y las diatomeas.

CARBÓN MINERAL El *carbón mineral* es una roca sedimentaria bioquímica compuesta de los restos comprimidos y alterados de plantas terrestres (tabla 7.2; figura 7.10). Se forma en pantanos y marismas donde el agua es deficiente en oxígeno, o donde la materia orgánica se acumula con tal rapidez que se descompone. Las bacterias que descomponen la vegetación en los pantanos pueden existir sin oxígeno, pero sus desechos tienen que oxidarse y, al no haber oxígeno presente, se acumulan y matan a las propias bacterias. De este modo, la alteración bacteriana cesa y las plantas no se desintegran por completo. Estas plantas parcialmente putrefactas permanecen acumuladas como capas de estiércol. Cuando está enterrado, este abono orgánico



(a)



(b)

FIGURA 7.8 Dos tipos de calizas. a) Caliza fosilífera. b) La coquina se compone de las conchas rotas de los organismos. (Foto cortesía

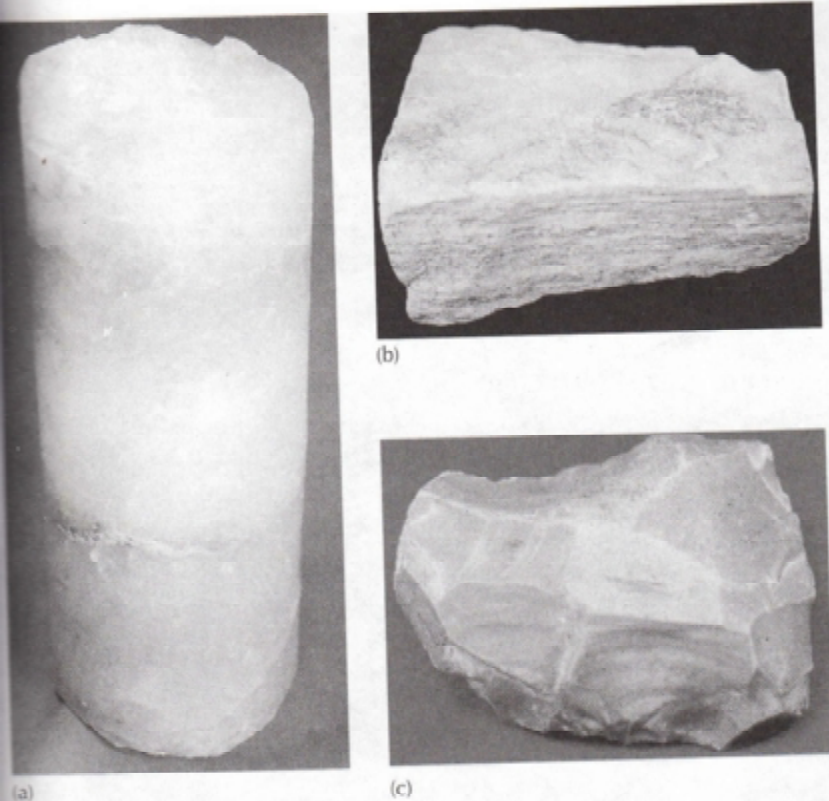


FIGURA 7.9 a) Núcleo de sal de roca extraído de un pozo en Michigan. b) Yeso. c) Pedernal. (Foto cortesía de Sue Monroe.)

Donde la turba es abundante, como en Irlanda y Escocia, se quema como combustible. La turba enterrada más profundamente y comprimida, en especial si se calienta también, se altera y transforma en un carbón mineral café oscuro llamado *lignito*, en el cual los restos de la planta son todavía claramente visibles. Durante el cambio del estiércol orgánico al carbón mineral, los elementos volátiles de la vegetación, como el oxígeno, el hidrógeno y el nitrógeno, se vaporizan parcialmente y son expulsados, lo que enriquece el residuo en carbono; el lignito contiene alrededor de un 70% de carbono, mientras la turba tiene un 50%.

El *carbón bituminoso*, cuyo contenido de carbono es de alrededor de 80%, es carbón mineral de más alto grado que el lignito. Es denso y negro; ha sido alterado en forma tan completa que rara vez pueden verse los residuos de las plantas. El carbón mineral del más alto grado es la *antracita*, un tipo metamórfico de carbón mineral (véase el capítulo 8). Contiene hasta 98% de carbono y, cuando se quema, produce más calor por unidad de volumen que otros tipos de carbón mineral.

FIGURA 7.10 El carbón mineral es una roca sedimentaria bioquímica compuesta de los restos alterados de plantas terrestres. (Foto cortesía de Sue Monroe.)



Lectura de la historia en las rocas

CUANDO los geólogos investigan las rocas sedimentarias en el campo, están observando los productos de acontecimientos que tuvieron lugar en el pasado. El único registro de estos sucesos está preservado en las rocas y los geólogos tienen que evaluar esos aspectos de las rocas sedimentarias para hacer inferencias acerca de los procesos originales y el ambiente de depósito. Las texturas sedimentarias, como la clasificación y el redondeamiento, pueden dar indicios sobre el proceso de depósito. Las arenas de duna arrastradas por el viento, por ejemplo, tienden a estar bien clasificadas y redondeadas. Entre otros aspectos de las rocas sedimentarias que son importantes para el análisis ambiental están las estructuras sedimentarias y los fósiles.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Cuando los sedimentos están depositados, contienen una diversidad de características conocidas como **estructuras sedimentarias**, que se formaron a causa de los procesos físicos y biológicos influyentes en el ambiente de depósito. Una de las estructuras sedimentarias más visuales es la de las distintas capas conocidas como **estratos** (figura 7.11). Los estratos varían en grosor, de menos de un milímetro a muchos metros. Los estratos individuales están separados uno de otro por **planos de estratificación** y se distinguen por diferencias en composición, tamaño del grano, color o una combinación de características (figura 7.11). Casi todas las rocas sedimentarias muestran alguna clase de estratificación; sin embargo, unas cuantas, como las calizas conformadas como arrecifes de coral, carecen de esta característica.

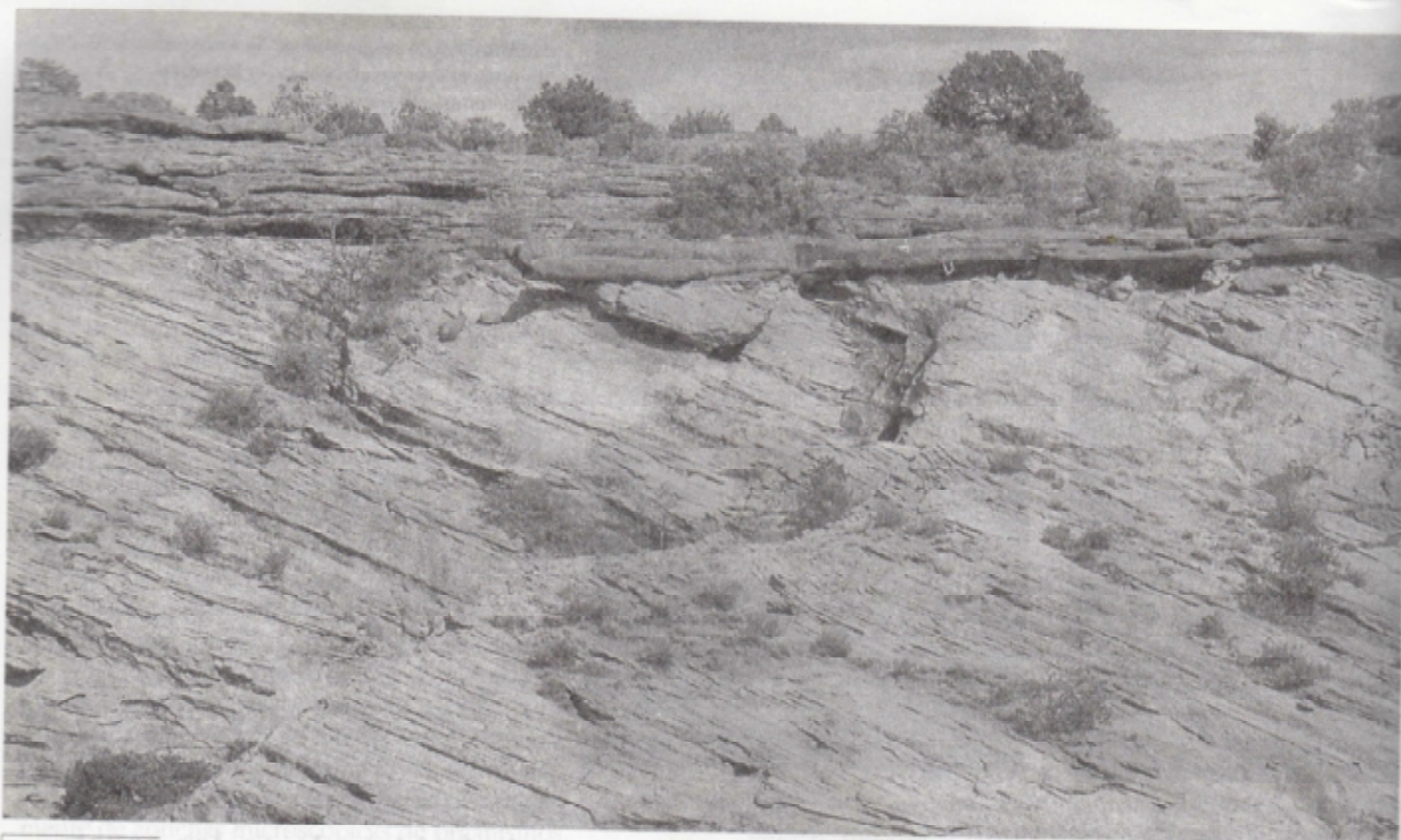
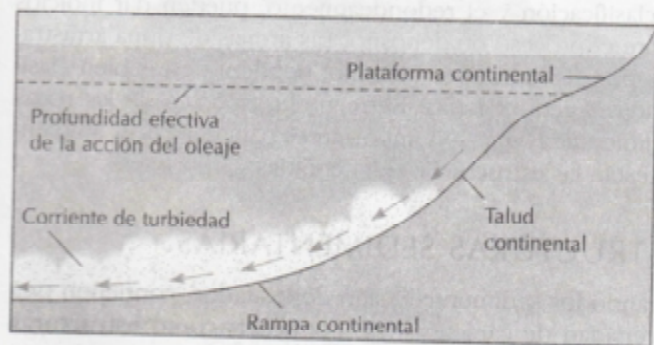
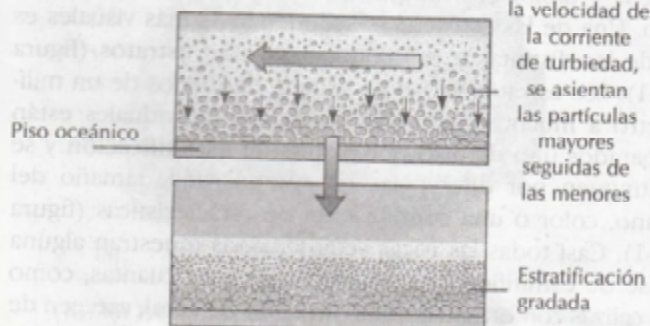


FIGURA 7.11 Estas rocas sedimentarias muestran tanto estratos horizontales como estratificación cruzada. La estratificación cruzada se forma cuando las capas se depositan en ángulo respecto de la superficie sobre la cual se acumulan. La inclinación de los estratos cruzados, a la derecha en este caso, indica direcciones antiguas de las corrientes.



(a)



(b)

En la **estratificación gradada**, el tamaño del grano decrece hacia arriba dentro de un solo estrato (figura 7.12). La mayor parte de la estratificación gradada parece haberse formado por la degradación de corriente de turbiedad, aunque parte de ella se forma en los cauces de corrientes fluviales durante las etapas de descenso de nivel de las inundaciones. Las *corrientes de turbiedad* son flujos subacuáticos de mezclas de sedimento y agua, más densas que el agua sin sedimentos. Estos flujos avanzan pendiente abajo a lo largo del fondo del mar o de un lago, hasta llegar al piso marino o lacustre relativamente plano. Allí aminoran rápidamente su velocidad y empiezan a depositar el sedimento transportado: las partículas grandes primero, seguidas de las partículas progresivamente menores (figura 7.12).

Muchas rocas sedimentarias se caracterizan por su **estratificación cruzada**, que consiste en las capas dispuestas en ángulo respecto de la capa sobre la cual están depositadas (figura 7.11). La estratificación cruzada se presenta generalmente en las rocas sedimentarias que se originaron en cauces fluviales, ambientes marinos poco profundos y como dunas desérticas. De manera invariable, los estratos cruzados resultan de la transportación por el viento o las corrientes acuáticas y la deposición sobre los lados corriente abajo de estructuras en forma de dunas. Los estratos cruzados se in-

FIGURA 7.12 a) Las corrientes de turbiedad fluyen pendiente abajo a lo largo del piso oceánico (o del fondo de un lago) a causa de su densidad. b) Estratificación gradada que se forma por deposición de una corriente de turbiedad.

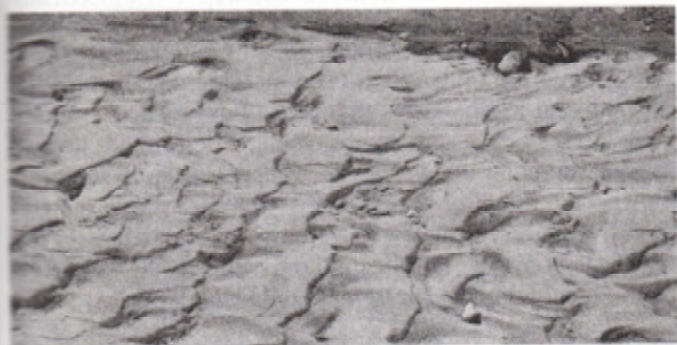
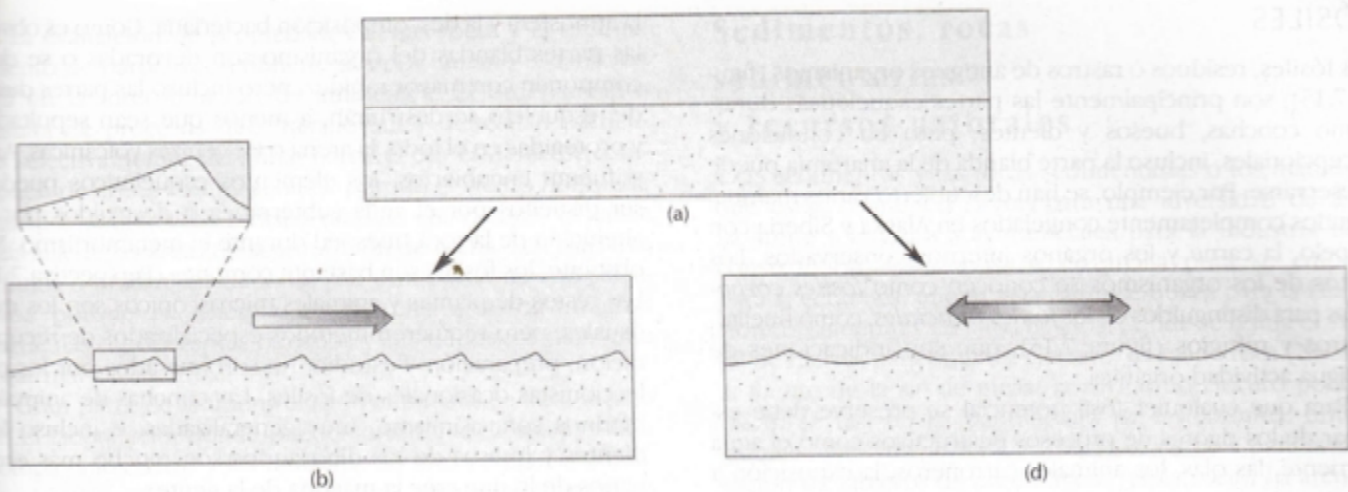


FIGURA 7.13 Marcas de rizado. a) Capa de arena inalterada. b) Rizado que se forma en respuesta al flujo en una dirección, como en un cauce fluvial. La ampliación de una rizado muestra su estructura interna. Observe que las capas individuales dentro de la rizado están inclinadas; ello muestra un ejemplo de estratificación cruzada. c) Rizado de corriente que se formaron en un cauce de corriente pequeña. d) Las corrientes de vaivén del oleaje en aguas poco profundas deforman la superficie de la capa de arena con rizado en forma de olas. e) Rizado de oleaje en rocas antiguas.

clinan hacia abajo, o se sumergen en la dirección del flujo. Como su orientación depende de la dirección del flujo, los estratos cruzados son buenos indicadores de las direcciones de antiguas corrientes, o *paleocorrientes* (figura 7.11).

En los depósitos de arena es común observar **rizaduras** como crestas en pequeña escala sobre los planos de estratificación. Un tipo de marca de rizado es asimétrico visto en corte transversal, con un declive suave corriente arriba y uno empinado corriente abajo. Estas marcas de *rizaduras de corriente* (figura 7.13a) son originados por las corrientes que se mueven en una dirección, como en un cauce fluvial. Como la estratificación cruzada, las rizado de corriente son buenos indicadores de paleocorrientes. En cambio, el movimiento de vaivén de las olas produce rizado que tienden a ser simétricas vistas en corte transversal. Estas *rizaduras formadas por oleaje* (figura 7.13b) se crean principalmente en las aguas poco profundas cercanas a las orillas de océanos y lagos.

Las **grietas de desecación** se encuentran en sedimento rico en arcilla que se ha secado por completo (figura 7.14). Cuando el sedimento se deshidrata se encoge y forma fracturas que luego se intersecan (grietas de desecación) y se forman bloques después de sedimentación. Estas caracterís-

ticas en antiguas rocas sedimentarias indican que el sedimento se depositó donde era posible el secado periódico, como en una planicie aluvial de un río, cerca del borde de un lago o donde los sedimentos de lodo quedan expuestos por la marea baja en la orilla del mar.



FIGURA 7.14 Las grietas de desecación se forman en sedimento rico en arcilla cuando éstos se secan y encogen.

FÓSILES

Los fósiles, residuos o rastros de antiguos organismos (figura 7.15), son principalmente las partes esqueléticas duras, como conchas, huesos y dientes; pero en condiciones excepcionales, incluso la parte blanda de la anatomía puede preservarse. Por ejemplo, se han descubierto varios mamuts lanudos completamente congelados en Alaska y Siberia con el pelo, la carne y los órganos internos conservados. Los restos de los organismos se conocen como *fósiles corporales* para distinguirlos de los *fósiles indiciales*, como huellas, rastros y refugios (figura 7.15), que son indicaciones de antigua actividad orgánica.

Para que cualquier fósil potencial se preserve debe escapar de los rigores de procesos destructivos como el agua corriente, las olas, los animales carroñeros, la exposición a

FIGURA 7.15 a) Los fósiles corporales consisten en los restos reales de los organismos. En esta roca se preservaron dientes de caballo fósiles. b) Los fósiles indiciales son señaladores de antigua actividad orgánica. Estas huellas de ave se conservan en roca de lodo de la Formación Green River de Wyoming. (Foto cortesía de Sue Monroe.)



(a)



la atmósfera y la descomposición bacteriana. Como es obvio, las partes blandas del organismo son devoradas o se descomponen con mayor rapidez, pero incluso las partes duras del esqueleto se destruirán, a menos que sean sepultadas y protegidas en el lodo, la arena o las cenizas volcánicas. Aun si fueran encubiertos, los elementos esqueléticos pueden ser disueltos por el agua subterránea o destruidos por la alteración de la roca huésped durante el metamorfismo. No obstante, los fósiles son bastante comunes (Perspectiva 7.1). Los restos de plantas y animales microscópicos son los más usuales, pero requieren métodos especializados de recuperación, preparación y estudio; no son buscados por los coleccionistas ocasionales de fósiles. Las conchas de animales marinos son, asimismo, muy generalizadas, e incluso los dientes y huesos de los dinosaurios son mucho más ordinarios de lo que cree la mayoría de la gente.

Si no fuera por los fósiles, no tendríamos conocimiento de los trilobites, dinosaurios y otros organismos extintos. Así, pues, los fósiles constituyen nuestro único registro de la vida antigua. Sin embargo, no son meramente curiosidades, pues tienen varios usos prácticos. En muchos estudios geológicos es necesario correlacionar o determinar la equivalencia de edad de las rocas sedimentarias en las diferentes épocas. Estas reciprocidades se demuestran la mayoría de las veces con fósiles; explicaremos esta analogía de manera más completa en el capítulo 17. Los fósiles son útiles también para determinar los ambientes de depósito.

AMBIENTE DE DEPÓSITO

Las rocas sedimentarias antiguas adquirieron la mayoría de sus propiedades debido a los procesos físicos, químicos y biológicos que obraron en el ambiente de depósito original. Para determinar cuál fue dicho ambiente, los geólogos investigan estas propiedades en las rocas, argumentando que los procesos responsables de ellas son los mismos actuantes en el presente. Por ejemplo, tenemos toda razón para pensar que las rizaduras en forma de olas se originaron por el movimiento de vaivén del oleaje a través del tiempo geológico; de tal suerte, se justifica pensar que estas estructuras en una roca arenisca antigua se formaron de la misma manera como lo hacen ahora. Para abreviar, sencillamente estamos aplicando el principio del uniformitarismo (véase el capítulo 1). Así, los geólogos, con su conocimiento de diversos procesos del presente, como el transporte de sedimentos, la acción del oleaje y la deposición por corrientes fluviales, pueden hacer inferencias relativas al ambiente de depósito de las rocas sedimentarias antiguas.

Al tiempo que llevan a cabo sus estudios de campo, los geólogos suelen hacer algunas interpretaciones preliminares. Por ejemplo, algunas partículas sedimentarias en las calizas se forman la mayoría de las veces en ambientes marinos poco profundos, donde las corrientes son vigorosas. La estratificación cruzada en gran escala es típica de las dunas desérticas, pero no se limita a ellas. Los fósiles de plantas y animales terrestres pueden deslavarse en los ambientes de transición, pero la mayoría de ellos se preservan en los depósitos de los ambientes continentales. Los caparzones fósiles de animales de hábitat marino, como los corales, indican obviamente ambientes de depósito marinos.

Sedimentos, rocas sedimentarias y recursos naturales

Los sedimentos y las rocas sedimentarias o los materiales que éstas contienen sirven para una diversidad de usos. La arena y la grava son esenciales para la industria de la construcción, los depósitos de arcilla pura se emplean para la cerámica, mientras la caliza se utiliza para la fabricación de cemento y en altos hornos, donde se refina el mineral de hierro, para obtener el acero. La sal de roca (NaCl) es la fuente de la sal de mesa; la silvita, un cloruro potásico (KCl), se usa en la manufactura de fertilizantes, tintes y jabones; y el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se emplea para la fabricación de tableros de pared ligera (tablarroca). La arena se compone principalmente de cuarzo, o de lo que se llama arena de sílice y se utiliza para diversos propósitos, entre ellos la elaboración del vidrio, los ladrillos refractarios para los altos hornos y los moldes para fundición de hierro, aluminio y aleaciones de cobre.

Algunos depósitos sedimentarios valiosos se forman cuando los minerales se separan de otro sedimento transportado a causa de su mayor densidad. Estos *depósitos de placer*, como se les denomina, son concentraciones de superficie que resultan de la separación de densidad en corrientes fluviales o en playas (figura 7.16). Por ejemplo, los minerales pesados pueden concentrarse como un depósito de placer en una depresión de un canal o cauce fluvial, o en la base de un salto de agua. Mucho del oro obtenido durante la fiebre de este metal en California (1848-1953) vino de los depósitos de placer, y también son importantes los depósitos de placer de una variedad de minerales, como los diamantes y el estaño.

La pequeña nación insular de Nauru, con uno de los ingresos per cápita más altos en el mundo, tiene una economía basada casi por entero en la minería y exportación de roca sedimentaria con fosfato, que se utiliza en los fertilizantes. Más de la mitad del valor mineral de Florida proviene de la obtención de fósforo de la roca de fosfato. Además de los fertilizantes, el fósforo del fosfato se emplea en la metalurgia para la preservación de alimentos, en la cerámica y en la fabricación de fósforos.

Las dolomías en Missouri son las rocas huéspedes de los minerales de plomo y zinc. La diatomita, una roca sedimentaria porosa, de peso ligero, compuesta de los esquele-

FIGURA 7.16 Procesos fundamentales de los depósitos de placer. En primer plano a la izquierda, un minero lava polvo en batea buscando oro. Al hacerse girar el sedimento de río y el agua en una ancha cacerola o batea plana, el oro, más pesado, se hunde en el fondo, y la arena y la grava, más ligeras, se eliminan al desechar el agua. En el primer plano y el fondo del lado derecho, los mineros utilizan un Long Tom y una mesa de lavar, respectivamente. El minero del plano medio a la izquierda lava sedimento en una artesa oscilante. El Long Tom, la mesa y la artesa, igual que la batea, sirven para separar el oro de otros sedimentos menos pesados. Se aprecian también el uso de túneles y la extracción de mineral con cubos de un hoyo de coyote, con sedimento procedente del nivel más bajo del depósito. Mucha de la minería de placer se ha mecanizado hoy día.
Fuente: T. H. Watkins, *Gold and Silver in the West* (Nueva York: Bonanza Books, 1971). Crédito de ilustración: Bancroft Library.



PERSPECTIVA 7.1

La abundancia de fósiles

Tan sólo una minúscula proporción de todos los animales que hayan vivido se fosilizaron; no obstante, los fósiles son muy generalizados, mucho más de lo que la mayoría de la gente percibe. La razón de esta abundancia es que existieron tantos miles de millones de organismos a lo largo de tantos millones de años que, aunque sólo uno de cada 10 000 se hubiera

fosilizado, el número total de fósiles es verdaderamente asombroso.

Los tipos más usuales, con mucho, de fósiles que fácilmente se recogen son los de los invertebrados marinos, animales que carecen de columna vertebral segmentada, como las almejas, ostras, lirios marinos, braquiópodos y corales. Quienquiera que se interese en hacerlo, puede recoger docenas o cientos

en muchas áreas. De hecho, son tan comunes que, al intemperizarse fuera de sus rocas huéspedes, materialmente se esparcieron sobre las superficies de algunos lugares.

Los animales con columna vertebral segmentada se conocen como vertebrados y comprenden diversos peces, anfibios, reptiles, aves y mamíferos. Sus fósiles no son tan comunes como los de los invertebrados, pero aun éstos están mejor representados por los fósiles de lo que generalmente se cree. Miles de esqueletos de peces fosilizados se encuentran sobre superficies solas en depósitos lacustres de 50 millones de años de edad en Wyoming, por ejemplo (figura 7.1). Y en algunos lugares se obtienen fácilmente fragmentos de huesos y dientes en parte o completos de dinosaurios. Es verdad que los esqueletos completos de dinosaurios u otros animales residentes en tierra son raros, pero se han hallado algunas notables concentraciones de sus fósiles.



Figura 1 Vista de algunos de los 4000 huesos de dinosaurios recuperados de la Howe Quarry, en Wyoming.



Figura 2 Paleontólogos recuperando esqueletos de rinocerontes (primer plano) y caballo (plano del fondo) de las cenizas volcánicas, en el noreste de Nebraska.