

Las rocas ígneas constituyen la mayor parte de la corteza terrestre. De hecho, con la excepción del "núcleo exterior líquido, la porción sólida restante de nuestro planeta es básicamente una enorme roca ígnea parcialmente cubierta por una delgada capa de rocas sedimentarias. Por consiguiente, para comprender la estructura, composición y funcionamiento interno de nuestro planeta, es esencial un conocimiento básico de las rocas ígneas.

En nuestra discusión del ciclo de las rocas, se señaló que las **rocas ígneas** (del latín *ignis*, o "fuego") se forman conforme se enfría y solidifica una roca fundida. Abundantes pruebas apoyan el hecho de que el material parental de las rocas ígneas, denominado *magma*, se forma por un proceso denominado *fusión parcial*. La fusión parcial se produce a varios niveles dentro de la corteza terrestre y el manto superior a profundidades que pueden superar los 200 kilómetros. Exploraremos el origen de los magmas más adelante en este capítulo.

Una vez formado, un cuerpo magmático asciende vigorosamente hacia la superficie porque es menos denso que las rocas que le rodean. Cuando la roca fundida se abre camino hacia la superficie, produce una erupción volcánica espectacular. El magma que alcanza la superficie de la Tierra se denomina **lava**. Un surtidor de lava se produce cuando los gases que escapan propulsan la roca fundida desde la cámara magmática. A veces, el taponamiento de una chimenea, unido con el aumento de la presión de gas, puede producir explosiones catastróficas. Sin embargo, no todas las erupciones son violentas; algunos volcanes generan tranquilas efusiones de lavas muy fluidas.

Las rocas ígneas que se forman cuando se solidifica la roca fundida *en la superficie terrestre* se clasifican como **extrusivas o volcánicas**. Las rocas ígneas extrusivas son abundantes en las zonas occidentales del continente americano, así como en todos los demás continentes. Además, muchas islas oceánicas están compuestas casi por completo de rocas ígneas extrusivas.

El magma que pierde su movilidad antes de *alcanzar* la superficie acaba cristalizando en profundidad. Las rocas ígneas que *se forman en profundidad* se denominan **intrusivas o plutónicas** (de Plutón, el dios del mundo inferior en la mitología clásica). Las rocas ígneas intrusivas nunca se observarían si la corteza no ascendiera y las rocas caja no fueran eliminadas por la erosión.

## Cristalización de un magma

El **magma** es una roca fundida que normalmente contiene algunos cristales en suspensión y gases disueltos, principalmente vapor de agua, que están confinados dentro del magma por la presión de las rocas circundantes. La mayor parte del magma se compone de iones móviles de los ocho elementos más abundantes de la corteza terrestre. Esos elementos, que son también los principales constituyentes de los silicatos, son el silicio, el oxígeno, el

aluminio, el potasio, el calcio, el sodio, el hierro y el magnesio. Conforme se enfría un magma, los movimientos aleatorios de esos iones disminuyen de velocidad y empiezan a disponerse en estructuras cristalinas ordenadas. Este proceso, denominado **cristalización** genera granos minerales conocidos *como precipitados* del fundido.

Antes de examinar cómo cristaliza un magma, veamos primero cómo se funde un sólido cristalino sencillo. En cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un empaquetado regular. Sin embargo, no carecen de movimiento. Exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme la temperatura aumenta, los iones vibran cada vez más deprisa y, por consiguiente, colisionan con más intensidad con sus vecinos. Por tanto, el calentamiento hace que los iones ocupen más espacio provocando la expansión del sólido y traduciéndose en una mayor distancia entre los iones.

Cuando los iones están suficientemente alejados y vibran con suficiente rapidez como para superar la fuerza de los enlaces químicos, el sólido empieza a fundirse. En esta etapa, los iones pueden deslizarse unos al lado de otros, y así desintegrar su estructura cristalina ordenada. Por tanto, la fusión convierte un sólido, que consiste en iones uniformemente empaquetados, en un líquido compuesto por iones desordenados que se mueven libremente.

En el proceso de cristalización, el enfriamiento invierte los acontecimientos de la fusión. Conforme disminuye la temperatura del líquido, los iones se acercan y empiezan a perder libertad de movimiento. Cuando se enfrían suficientemente, las fuerzas de los enlaces químicos confinarán de nuevo los átomos en una disposición cristalina ordenada.

La cristalización del magma es mucho más compleja de lo que se acaba de describir. Mientras que un compuesto sencillo, como el agua, cristaliza a una temperatura específica, la solidificación del magma con su diversidad química a menudo abarca un intervalo de temperatura de 200 °C. Además, un magma puede migrar a un nuevo ambiente antes de que la cristalización se complete (o puede introducirse un nuevo magma en la cámara magmática), lo que complica más el proceso.

Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de silicio-oxígeno, la estructura básica de los silicatos. Conforme el magma sigue perdiendo calor hacia su entorno, los tetraedros se unen entre sí y con otros iones para formar embriones de núcleos de cristales. Los núcleos crecen lentamente conforme los iones pierden su movilidad y se unen a la red cristalina.

Los primeros minerales que se forman tienen espacio para crecer y tienden a tener caras cristalinas mejor desarrolladas que los últimos, que rellenan el espacio res-



**Figura 3.1** A. Vista de cerca de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. Los cristales más grandes tienen alrededor de un centímetro de longitud. B. Microfotografía de cristales entrecrecidos en una roca ígnea de grano grueso. (Fotos de E.j. Tarbuck).

tante. Por último, todo el magma se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos *rocas ígneas* (Figura 3.1).

Dado que no hay dos magmas idénticos en composición, y que cada magma cristaliza en ambientes distintos, existe una gran variedad de rocas ígneas. No obstante, es posible clasificar las rocas ígneas en función de su composición mineral y de las condiciones bajo las cuales se formaron. El ambiente durante la cristalización puede deducirse de manera aproximada del tamaño y la ordenación de los granos minerales, una propiedad denominada *textura*. Por consiguiente, *las rocas ígneas se clasifican por su textura y composición mineral*. Consideraremos estas dos características de las rocas en las siguientes secciones.

## Texturas ígneas

El término *textura* cuando se aplica a una roca ígnea, se utiliza para describir el aspecto general de la roca en función del tamaño, forma y ordenamiento de sus cristales (Figura 3.2). La *textura* es una característica importante porque revela mucho sobre el ambiente en el que se formó la roca. Esto permite a los geólogos hacer deducciones sobre el origen de la roca mientras trabajan en el campo donde no disponen de equipo sofisticado.

### Factores que afectan al tamaño de los cristales

Tres factores contribuyen a la *textura* de las rocas ígneas:

1) *velocidad e historia de enfriamiento*. 2) *cantidad de*

*silíce presente*, y (3) *la cantidad de gases disueltos en el magma*. De ellos, la *velocidad de enfriamiento* es quizá el más significativo.

Conforme una masa de magma pierde calor hacia sus alrededores, disminuye la movilidad de sus iones. Un cuerpo magmático muy grande localizado a gran profundidad se enfriará durante un periodo de quizá decenas o centenares de millares de años. Al principio, se forman relativamente pocos núcleos cristalinos. El enfriamiento lento permite la migración de los iones a grandes distancias de forma que pueden juntarse con alguna de las escasas estructuras cristalinas existentes. Por consiguiente, el enfriamiento lento promueve el crecimiento de menos cristales, pero de mayor tamaño.

Por otro lado, cuando el enfriamiento se produce más deprisa (por ejemplo, en una delgada colada de lava) los iones pierden rápidamente su movilidad y se combinan con facilidad. Esto provoca el desarrollo de numerosos núcleos embrionarios, que compiten a la vez por los iones disponibles. La consecuencia es una masa sólida de pequeños cristales entrecrecidos.

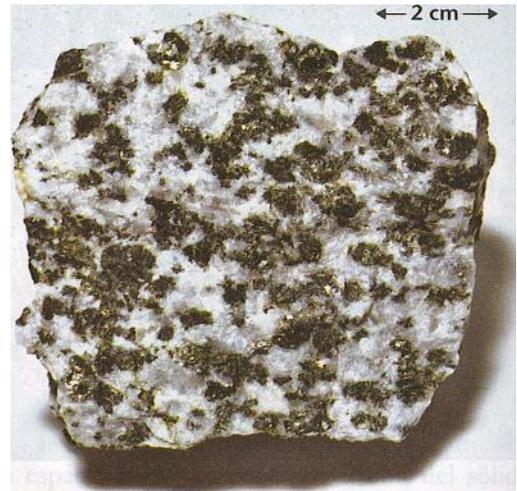
Cuando el material fundido se enfría rápidamente puede no haber tiempo suficiente para que los iones se dispongan en una red cristalina. A las rocas que consisten en iones desordenados se las denomina **vidrios**.

### Tipos de texturas ígneas

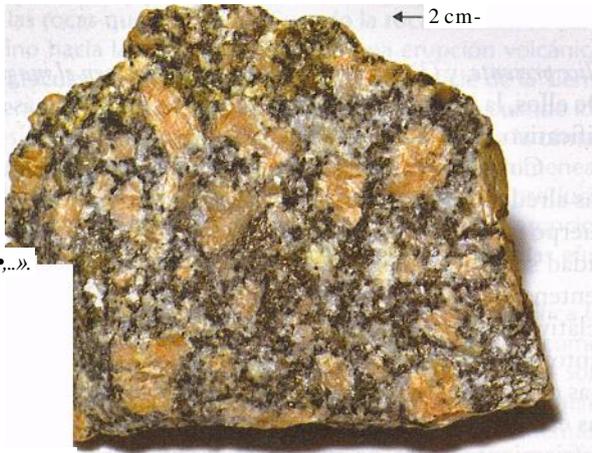
Como hemos visto, el efecto del enfriamiento sobre las texturas de las rocas es bastante directo. El enfriamiento lento promueve el crecimiento de grandes cristales, mientras que el enfriamiento rápido tiende a generar cristales más pequeños. Consideraremos los otros dos



A. Afanítica

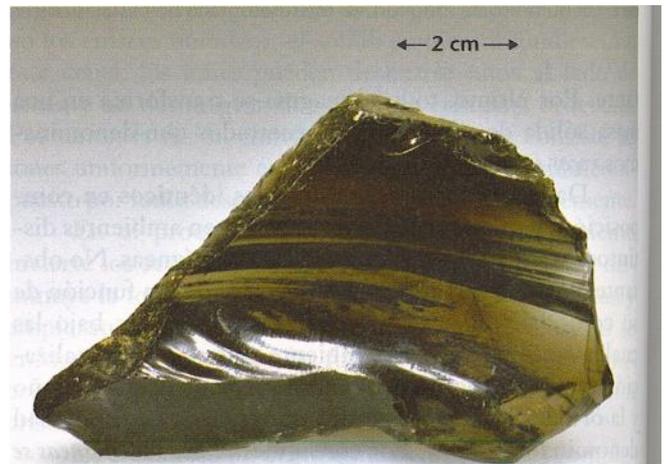


B. Fanerítica



f.  
.ifc

C. Porfídica



D. Vitrea

**Figura 3.2** Texturas de las rocas ígneas. A. Afanítica (grano fino). B. Fanerítica (grano grueso). C. Porfídica (granos grandes rodeados por una matriz). D. Vitrea (enfriamiento demasiado rápido para formar cristales). (Fotos de E. J. Tarbuck).

factores que afectan al crecimiento del cristal conforme examinemos los principales tipos de textura.

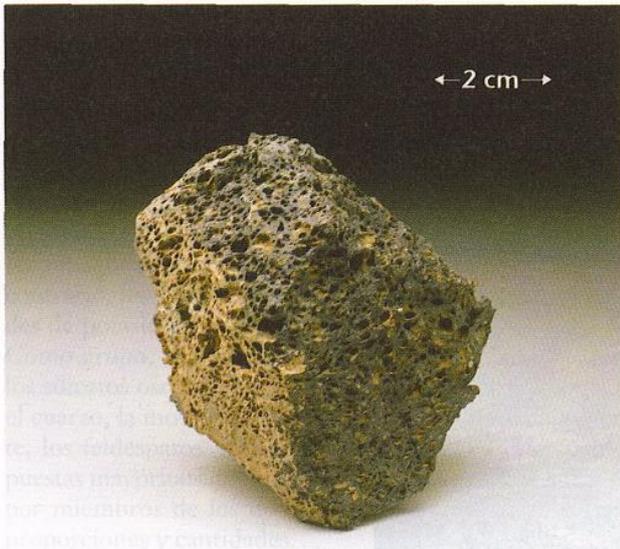
*Textura afanítica (de grano fino).* Las rocas ígneas que se forman en la superficie o como masas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, poseen una estructura de grano muy fino denominada afanítica. Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son demasiado pequeños para que los minerales individuales se distingan a simple vista (Figura 3.2A). Dado que la identificación del mineral no es posible, normalmente caracterizamos

las rocas de grano fino por su color claro, intermedio u oscuro. Utilizando esta clasificación, las rocas afaníticas de color claro son las que contienen fundamentalmente silicatos no ferromagnesianos y de color claro, y así sucesivamente (véase la sección titulada "Silicatos comunes" del Capítulo 2).

En muchas rocas afaníticas se pueden observar los huecos dejados por las burbujas de gas que escapan conforme se solidifica el magma. Esas aberturas esféricas o alargadas se denominan vesículas y son más abundantes en la parte superior de las coladas de lava (Figura 3.3). Es en

I

la zona superior de una colada de lava donde el enfria-



**Figura 3.3** La escoria es una roca volcánica que exhibe una textura vesicular. Las vesículas son agujeros pequeños que quedan cuando escapan las burbujas de gas. (Foto de E. J. Tarbuck).

miento se produce lo bastante deprisa como para "congelar" la lava, conservando así las aberturas producidas por las burbujas de gas en expansión.

*Textura fanerítica (de grano grueso).* Cuando grandes masas de magma se solidifican lentamente bastante por debajo de la superficie, forman las rocas ígneas que muestran una estructura de grano grueso denominada fanerítica. Estas rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos que son aproximadamente del mismo tamaño y lo suficientemente grandes para que los minerales individuales puedan identificarse a simple vista (Figura 3.2B). Dado que las rocas faneríticas se forman en el interior de la corteza terrestre, su exposición en la superficie de la Tierra sólo ocurre después de que la erosión elimina el recubrimiento de rocas que una vez rodearon la cámara magmática.

*Textura porfídica.* Una gran masa de magma localizada profundamente puede necesitar de decenas a centenares de miles de años para solidificar. Dado que los diferentes minerales cristalizan a temperaturas diferentes (así como a velocidades diferentes) es posible que algunos cristales se hagan bastante grandes mientras que otros estén empezando a formarse. Si el magma que contiene algunos cristales grandes cambia de condiciones (por ejemplo, extruyendo en la superficie) la porción fundida de la lava se enfriará rápidamente. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una **textura porfídica**

(Figura 3.2C). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan **fenocristales**, mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina matriz. Una roca con una textura de este tipo se conoce como **pórfido**.

*Textura vitrea.* Durante algunas erupciones volcánicas la roca fundida es expulsada hacia la atmósfera donde se enfría rápidamente. Este enfriamiento rápido puede generar rocas que tienen una **textura vitrea**. Como indicamos antes, el vidrio se produce cuando los iones desordenados se "congelan" antes de poder unirse en una estructura cristalina ordenada. La *obsidiana*, un tipo común de vidrio natural, es de aspecto similar a una pieza oscura de vidrio corriente o manufacturado (Figura 3.2D).

En algunos lugares aparecen capas de obsidiana (denominadas coladas de obsidiana) de varias decenas de centímetros (Figura 3.4). Por tanto, el enfriamiento rápido no es el único mecanismo mediante el cual puede formarse una textura vitrea. Como regla general, los magmas con un elevado contenido en sílice tienden a formar estructuras largas y en cadena antes de que la cristalización sea completa. Estas estructuras, a su vez, impiden el transporte iónico y aumentan la viscosidad del magma. La viscosidad es una medida de la resistencia del fluido a fluir.

El magma granítico, que es rico en sílice, puede ser extruido como una masa extremadamente viscosa que acaba solidificando como un vidrio. Por el contrario, el magma basáltico, que contiene poco sílice, forma lavas muy fluidas que, tras enfriarse, suelen generar rocas cristalinas de grano fino. Sin embargo, la superficie de la lava basáltica puede enfriarse con la suficiente rapidez como para dar lugar a una fina capa vitrea. Además, los volcanes hawaianos a veces generan coladas de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hileras de vidrio volcánico denominado *caballos de Pele*, que reciben su nombre de la diosa hawaiana de los volcanes.

*Textura piroclástica.* Algunas rocas ígneas se forman por la consolidación de fragmentos de roca individuales que son expulsados durante erupciones volcánicas violentas. Las partículas expulsadas pueden ser cenizas muy finas, gotas fundidas o grandes bloques angulares arrancados de las paredes de la chimenea volcánica durante la erupción. Las rocas ígneas formadas por estos fragmentos de roca se dice que tienen una **textura piroclástica** (Figura 3.5).

Un tipo común de roca piroclástica está compuesta por delgadas hileras de vidrio que permanecieron lo suficientemente calientes durante su vuelo como para fundirse juntas tras el impacto. Otras rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos que se solidificaron antes del impacto y se cementaron juntas algún tiempo



Figura 3.4 Esta colada de obsidiana fue expulsada de una chimenea a lo largo de la pared meridional de la caldera New Bery, Oregón. Obsérvese la carretera para escala. (Foto de E. J. Tarbuck).

después. Dado que las rocas piroclásticas están compuestas de partículas o fragmentos individuales antes que de cristales interconectados, sus texturas suelen ser más parecidas a las de las rocas sedimentarias que a las de las otras rocas ígneas.

*Textura pegmatítica.* Bajo condiciones especiales, pueden formarse rocas ígneas de grano especialmente grueso, denominadas pegmatitas. Esas rocas, que están compuestas por cristales interconectados todos mayores de un centímetro de diámetro, se dice que tienen una **textura pegmatítica**.

La mayoría de las pegmatitas se forman en venas cerca de los bordes de los cuerpos magmáticos durante la última etapa de la cristalización. Dado que el agua y otros volátiles no cristalizan dentro de un cuerpo magmático, esos fluidos constituyen un elevado porcentaje del fundido final (porción líquida de un magma una vez excluidos los componentes sólidos). La cristalización en un ambiente de este tipo rico en líquidos, donde se potencia la migración iónica, tiene como consecuencia la formación de los grandes cristales que encontramos en las pegmatitas.

## ©. Composiciones ígneas

Las rocas ígneas están compuestas fundamentalmente por silicatos. Además, la composición mineral de una roca ígnea concreta está determinada en última instancia por la composición química del magma a partir del cual cristaliza. Recordemos que el magma está compuesto fundamentalmente por los ocho elementos químicos que son los principales constituyentes de los silicatos. El análisis químico demuestra que el oxígeno y el silicio (normalmente expresado como contenido en sílice  $[\text{SiO}_2]$  de un magma) son los constituyentes mayoritarios de las rocas ígneas. Estos dos elementos, más los iones aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg), hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98% en peso de muchos magmas. Además, el magma contiene pequeñas cantidades de muchos otros elementos, entre



Figura 3.5 Textura piroclástica. Esta roca volcánica consiste en fragmentos de roca angulares englobados en una matriz de cenizas de color claro. (Foto de E. J. Tarbuck).

ellos el titanio y el manganeso, y trazas de muchos elementos más raros, como oro, plata y uranio.

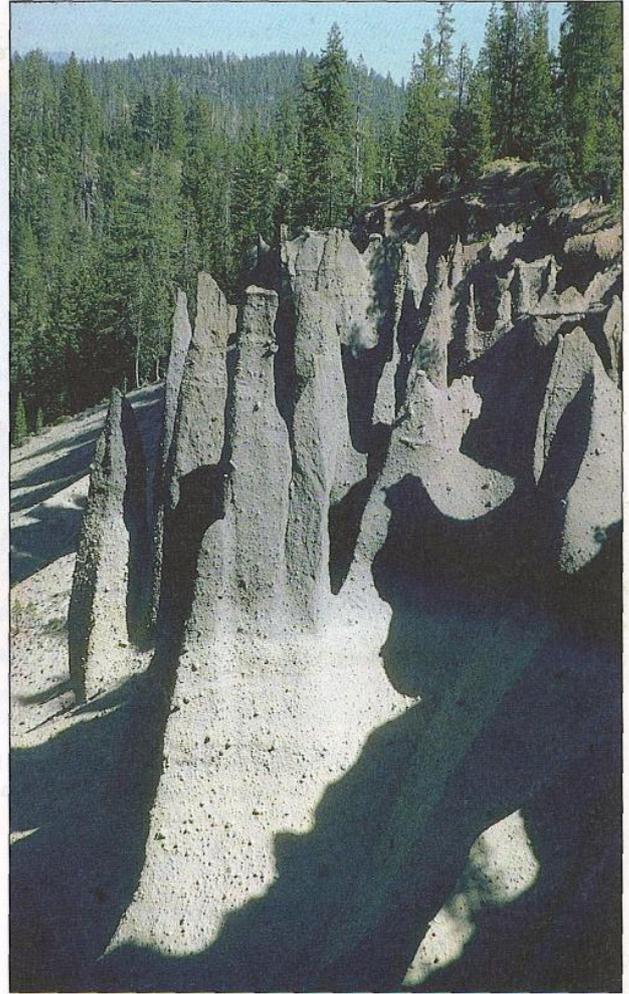
Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son minerales ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y normalmente con bajo contenido en sílice. El olivino, el piroxeno, el anfíbol y la biotita son los constituyentes ferromagnesianos comunes de la corteza terrestre. Por el contrario, los silicatos claros contienen mayores cantidades de potasio, sodio y calcio que de hierro y magnesio. Como grupo, esos minerales son más ricos en sílice que los silicatos oscuros. Entre los silicatos claros se cuentan el cuarzo, la moscovita y el grupo mineral más abundante, los feldespatos. Las rocas ígneas pueden estar compuestas mayoritariamente por silicatos oscuros o claros, o por miembros de los dos grupos combinados en varias proporciones y cantidades.

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas pueden clasificarse a grosso modo en función de sus proporciones de minerales oscuros y claros. Cerca de uno de los extremos se encuentran las rocas compuestas fundamentalmente por silicatos de colores claros: cuarzo y feldespatos. Estas rocas denominadas *rocas graníticas* contienen un 70% de sílice y son los constituyentes principales de la corteza continental. Las rocas que contienen abundantes minerales oscuros (ferromagnesianos) y alrededor del 50% de sílice se dice que tienen una *composición basáltica*. Los basaltos constituyen el suelo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas. Los basaltos se encuentran también en los continentes, mientras que el granito está casi totalmente ausente de las cuencas oceánicas. Hay también rocas ígneas con composiciones intermedias entre los dos grupos principales, así como otras totalmente desprovistas de minerales claros u oscuros.

Dado que existe una gran variedad de rocas ígneas, es lógico suponer que también debe existir una variedad igualmente grande de magmas. Sin embargo, los geólogos descubrieron que algunos volcanes producen lavas, o materiales piroclásticos, que exhiben composiciones bastante diferentes, en particular si las erupciones han estado separadas por un largo periodo de tiempo (Figura 3.6). Este tipo de datos les llevaron a considerar la posibilidad de que un solo magma pudiera haber sido el origen de varias rocas ígneas. Para explorar esta idea N. L. Bowen llevó a cabo una investigación pionera sobre la cristalización de los magmas en el primer cuarto del siglo XX.

### Serie de reacción de Bowen

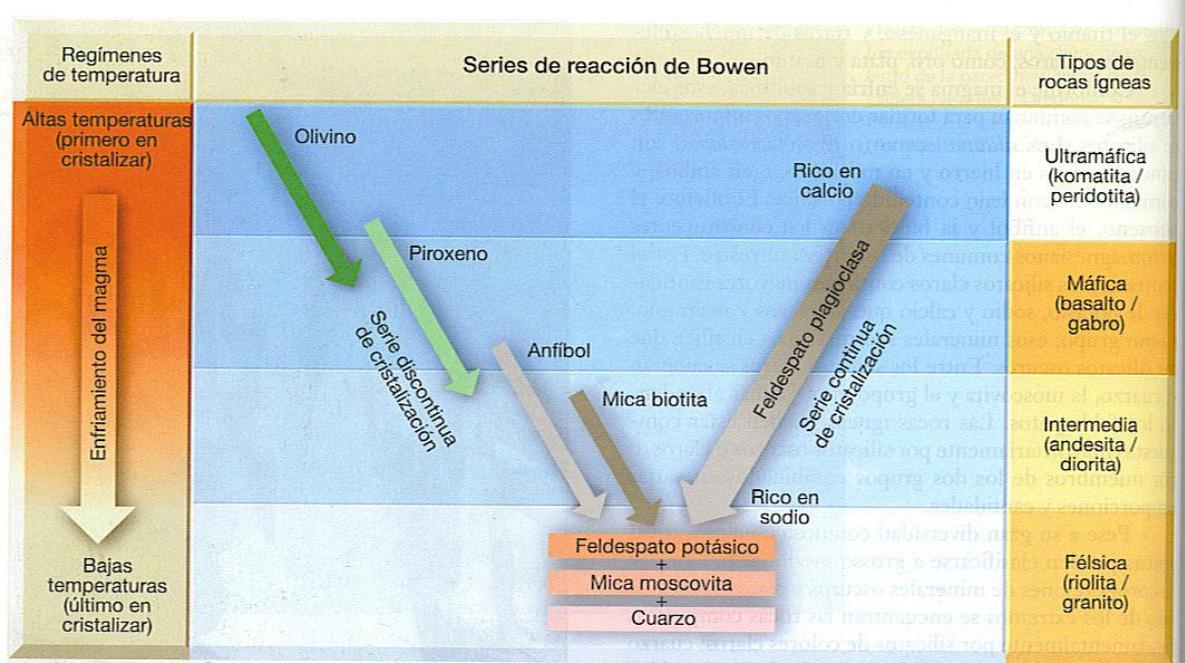
En un estudio de laboratorio, Bowen demostró que, conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar con un determinado orden que está en fun-



**Figura 3.6** Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Cráter Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en silicio y colores claros en la base hasta rocas de colores oscuros en la parte superior. Es probable que antes de esta erupción el magma empezara a segregarse conforme el magma rico en sílice y menos denso migraba hacia arriba en la cámara magmática. La zonación observada en las rocas se produjo porque una erupción sostenida expulsaba niveles cada vez más profundos de la cámara magmática. Por tanto, esta secuencia de rocas es una representación invertida de la zonación composicional en la cámara magmática; es decir, el magma de la parte superior de la cámara hizo erupción primero y se encuentra en la base de esos depósitos de ceniza y viceversa. (Foto de E. J. Tarbuck).

ción de sus puntos de fusión. Como se muestra en la Figura 3.7, el primer mineral que cristaliza a partir de magma basáltico es un ferromagnesiano, el olivino. El enfriamiento adicional genera plagioclasa rica en calcio, así como piroxeno, y así sucesivamente según el diagrama.

Durante el proceso de cristalización, la composición *del fundido* cambia continuamente. Por ejemplo, en la etapa en la que alrededor de una tercera parte del mag-



**Figura 3.7** La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma. Compare esta figura con la composición mineral de los grupos de rocas de la Tabla 3.1. Obsérvese que cada grupo de rocas está definido por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas.

ma ha solidificado, el fundido carecerá casi por completo de hierro, magnesio y calcio porque esos elementos son constituyentes de los minerales que se formaron primero. La eliminación de esos elementos del fundido hará que se enriquezca en sodio, potasio y aluminio. Además, dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50% de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene sólo alrededor del 40% de sílice, deja el fundido restante más rico en  $\text{SiO}_2$ . Por tanto la cantidad de sílice del fundido también se enriquece conforme evoluciona el magma.

Bowen demostró también que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionarán químicamente y evolucionarán al siguiente mineral de la secuencia mostrada en la Figura 3.7. Por esta razón, esta disposición de minerales llegó a ser conocida como serie **de reacción de Bowen**. (Como comentaremos más adelante, en algunos ambientes naturales los minerales formados en primer lugar suelen separarse del fundido, interrumpiendo así cualquier reacción química ulterior.)

*Serie de reacción discontinua.* La rama izquierda de la serie de reacción de Bowen demuestra que, conforme un magma se enfría, el olivino reaccionará con el fundido

restante para formar piroxeno (Figura 3.7). En esta reacción, el olivino, que está compuesto por tetraedros de sílice aislados, incorpora más sílice en su estructura, de forma que sus tetraedros forman estructuras en cadena características de los piroxenos. Conforme el cuerpo magmático se enfría más, los cristales de piroxeno reaccionarán a su vez con el fundido para generar estructuras de cadenas dobles típicas de los anfíboles. Esta reacción continuará hasta que se forme el último mineral de la serie, la biotita. Usualmente estas reacciones no transcurren hasta completarse, de manera que pueden existir diversas cantidades de cada uno de esos minerales en cualquier momento dado, y algunos de esos minerales, como la biotita, quizá no se formen nunca.

Esta parte de la serie de reacción de Bowen se denomina *serie de reacción discontinua* porque en cada etapa se forma un silicato con distinta estructura. El olivino, el primer mineral de la secuencia en formarse, está compuesto por tetraedros aislados, mientras que el piroxeno está compuesto por cadenas sencillas, el anfíbol por cadenas dobles y la biotita por estructuras laminares.

*Serie de reacción continua.* La rama derecha de la serie de reacción, denominada la *serie de reacción continua*, muestra que los cristales de plagioclasa rica en calcio

reaccionan con los iones sodio en el fundido para enriquecerse progresivamente en ellos (Figura 3.7). Aquí los iones sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina. A veces, la velocidad de enfriamiento ocurre con la suficiente rapidez como para impedir una sustitución completa de los iones calcio por los iones sodio. En esos casos, los cristales de feldespato tendrán interiores ricos en calcio rodeados por zonas progresivamente más ricas en sodio.

Durante la última etapa de la cristalización, después de que se haya solidificado gran parte del magma, se forma el feldespato potásico. Se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas que cristalizan a profundidades considerables. Por último, si el magma remanente tiene exceso de sílice, precipitará el cuarzo.

La serie de reacción de Bowen ilustra la secuencia según la cual cristalizan los minerales de un magma basáltico en condiciones de laboratorio. Pruebas de que este modelo de cristalización se aproxima a lo que puede ocurrir en la naturaleza proceden del análisis de las rocas ígneas. En particular, encontramos que los minerales que se forman bajo el mismo régimen de temperaturas en la serie de reacción de Bowen se encuentran juntos en las rocas ígneas. Por ejemplo, nótese en la Figura 3.7 que los minerales cuarzo, feldespato potásico y moscovita, que están localizados en la misma región del diagrama de Bowen, se encuentran normalmente juntos como constituyentes principales de los granitos.

### **Diferenciación magmática**

Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir de un magma de una manera ordenada y sistemática. Pero, ¿cómo explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o en más etapas durante la cristalización, puede producirse la separación de

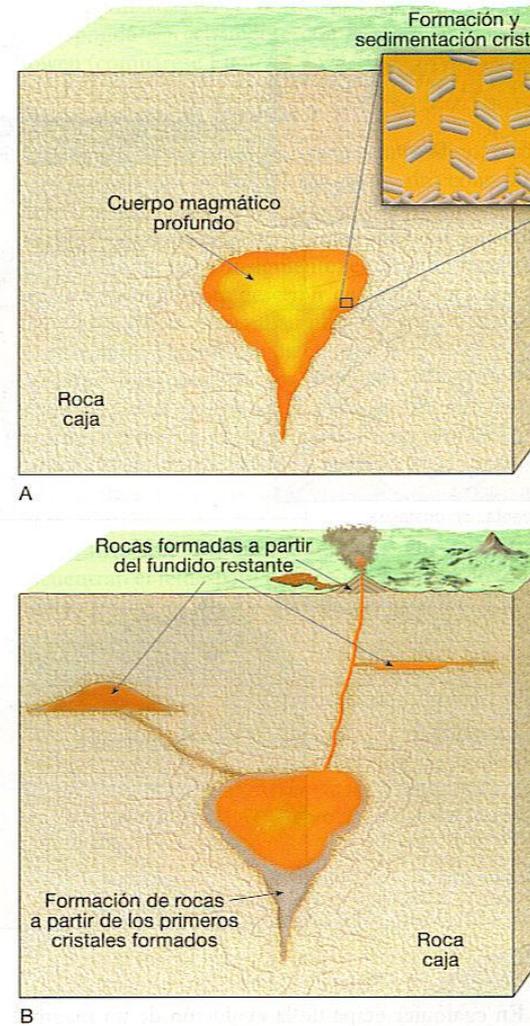
los componentes sólido y líquido de un magma. Un ejemplo es la denominada **sedimentación** cristalina. Este proceso ocurre si los minerales formados en primer lugar son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hacia el fondo de la cámara magmática, como se muestra en la Figura 3.8A. Cuando la colada restante se solidifica (ya sea en el lugar donde se encuentra o en otra localización si migra a través de las fracturas de las rocas circundantes), formará una roca con una composición química muy diferente del magma inicial (Figura 3.8B). La formación de más de un magma a partir de un solo magma inicial se denomina **diferenciación magmática**.

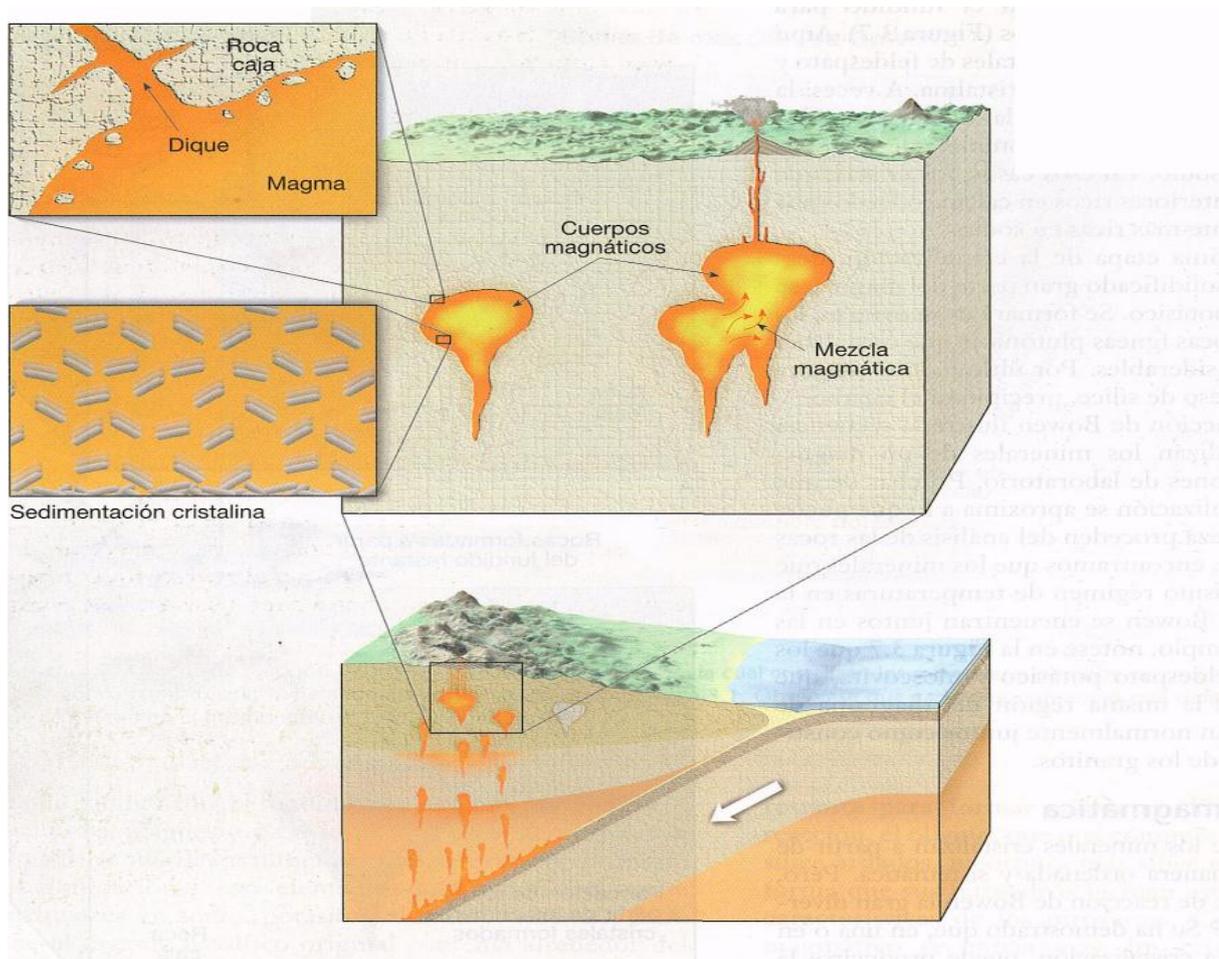
Un ejemplo clásico de diferenciación magmática es el que se encuentra en el Sill de Palisades (USA), que es una masa tabular de 300 metros de grosor de roca ígnea oscura, que aflora a lo largo del margen occidental del río Hudson en su curso inferior. Debido a su gran grosor y por tanto lenta velocidad de solidificación, los cristales de

**Figura 3.8** Separación de los minerales por sedimentación cristalina. A. Ilustración de cómo pueden separarse por sedimentación los minerales formados en primer lugar. B. El fundido restante podría migrar a una serie de localizaciones diferentes y, tras una cristalización ulterior, generar rocas que tengan una composición muy diferente de la correspondiente al magma inicial.

olivino (el primer mineral que se forma) se hundieron y constituyen alrededor del 25% de la parte inferior del Sill. Por el contrario, cerca de la parte superior de este cuerpo ígneo, donde cristalizaron los remanentes del fundido, el olivino representa sólo un 1% de la masa rocosa\*.

\*Estudios recientes indican que este cuerpo ígneo se produjo por inyecciones múltiples de magma y representa algo más que un simple caso de sedimentación cristalina.





**Figura 3.9** Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: mezcla magmática; asimilación de la roca huésped; y sedimentación cristalina (diferenciación magmática).

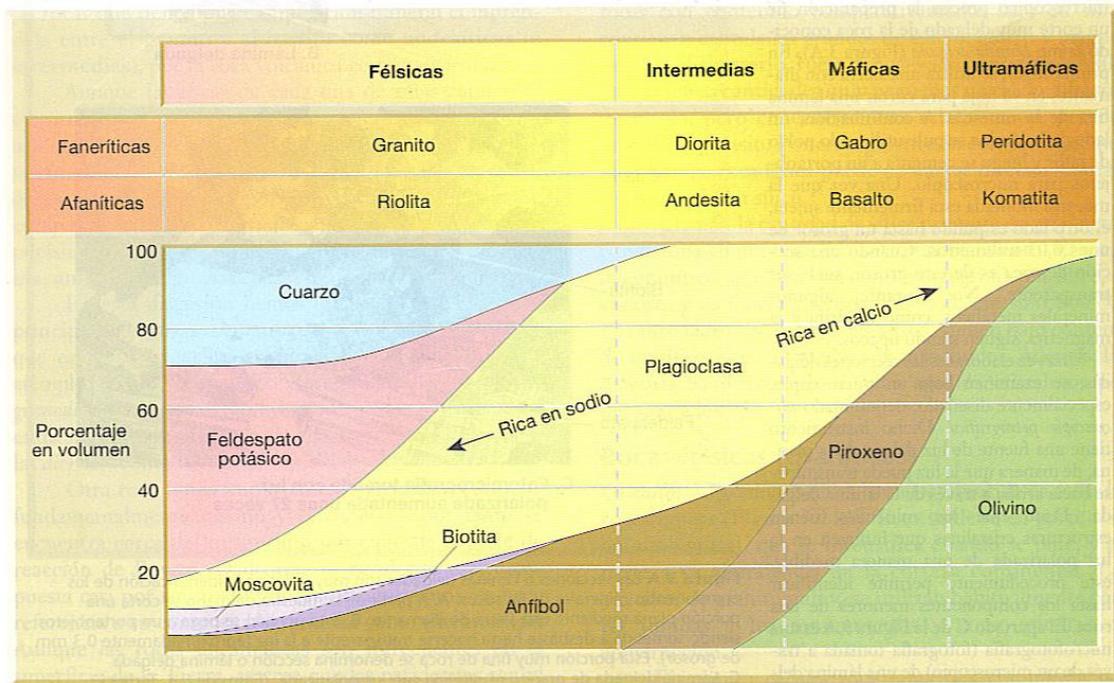
En cualquier etapa de la evolución de un magma, los componentes sólido y líquido pueden separarse en dos unidades químicamente distintas. Además, la diferenciación magmática continuada en el fundido secundario generará fracciones adicionales químicamente distintas. Por consiguiente, la diferenciación magmática puede producir varias unidades químicamente diversas y, en último extremo, una variedad de rocas ígneas (véase Figura 3.6).

### Asimilación y mezcla de magmas

Bowen demostró satisfactoriamente que, a través de la diferenciación magmática, un magma primario puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Sin embargo, trabajos más recientes indican que este proceso por sí solo no puede explicar la gran diversidad de rocas ígneas.

Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar a través de la incorporación de material extraño. Por ejemplo, conforme el magma asciende puede incorporar alguna de las rocas de sus alrededores, un proceso denominado **asimilación** (Figura 3.9). Este proceso puede operar en un ambiente próximo a la superficie donde las rocas son frágiles. Conforme el magma empuja hacia arriba, las presiones producen numerosas grietas en la roca caja. La fuerza del magma inyectado es a menudo lo suficientemente fuerte como para romper bloques de roca caja e incorporarlos en el cuerpo magmático. En otros ambientes, el magma puede estar lo suficientemente caliente como para simplemente fundir y asimilar algunas de las rocas de sus alrededores.

Otro medio a través del cual se altera la composición de un cuerpo magmático se denomina **mezcla de magmas**. Este proceso se produce cuando un cuerpo



**Figura 3.10** Mineralogía de las rocas ígneas comunes. Las rocas faneríticas (de grano grueso) son plutónicas, y solidifican en zonas profundas del interior de la Tierra. Las rocas afaníticas (grano fino) son volcánicas o solidifican cerca de la superficie de la Tierra. (Tomado de Dietrich).

magmático es intruido por otro (Figura 3.9). Una vez combinados los dos magmas generan una mezcla con una composición diferente. La mezcla de magmas puede ocurrir durante el ascenso, conforme un cuerpo magmático poco denso alcanza una masa de magma que está ascendiendo con más lentitud.

## Denominación de las rocas ígneas

---

Como indicamos anteriormente, las rocas ígneas son clasificadas, o agrupadas, en función de su textura y de su composición mineral (Figura 3.10). Las diferentes texturas ígneas son consecuencia fundamentalmente de distintas historias de enfriamiento, mientras que la composición mineral lógica de una roca ígnea es consecuencia del contenido químico de su magma primario (véase Recuadro 3.1). Como sabemos por el trabajo de Bowen, los minerales que cristalizan en condiciones similares suelen encontrarse juntos formando parte de la misma roca ígnea. Por consiguiente, las categorías de composición

mineral utilizadas en la clasificación de las rocas ígneas se corresponde estrechamente con la serie de reacción de Bowen (compárese Figura 3.7 y 3.10).

### Tipos de rocas ígneas

Los primeros minerales que cristalizan (olivino, piroxeno y plagioclasa rica en calcio) tienen un alto contenido en hierro, magnesio o calcio y bajo en sílice. Como se indicó antes, el basalto es una roca común que tiene esta composición mineral; por consiguiente, el término basáltico se utiliza a menudo para describir cualquier roca que tenga una composición mineral similar. Además, dado que las rocas basálticas contienen un elevado porcentaje de minerales ferromagnesianos, los geólogos pueden referirse también a ellas como rocas máficas (de magnesium y ferrum, el nombre en latín para el hierro). Debido a su contenido en hierro, las rocas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas que se encuentran normalmente en la superficie de la Tierra.

Entre los últimos minerales en cristalizar se encuentran el feldespato potásico y el cuarzo, los componentes primarios de los abundantes *granitos*. Las rocas

