

## CAPÍTULO 4

# Rocas ígneas

### **Magmas: el material de las rocas ígneas**

Naturaleza de los magmas  
De los magmas a las rocas

### **Texturas ígneas**

Factores que afectan al tamaño de los cristales  
Tipos de texturas ígneas

### **Composiciones ígneas**

Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas  
Otros grupos composicionales  
El contenido de sílice como indicador de la composición

### **Denominación de las rocas ígneas**

Rocas félsicas (graníticas)

Rocas intermedias (andesíticas)  
Rocas máficas (basálticas)  
Rocas piroclásticas

### **Origen de los magmas**

Generación de magmas a partir de roca sólida

### **Evolución de los magmas**

Serie de reacción de Bowen y composición de las rocas ígneas  
Asimilación y mezcla de magmas

### **Fusión parcial y formación de los magmas**

Formación de magmas basálticos  
Formación de magmas andesíticos y graníticos

Las rocas ígneas forman 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.

## Magmas: el material de las rocas ígneas



### Rocas ígneas ▼ Introducción

En nuestra discusión del ciclo de las rocas, se señaló que las **rocas ígneas** (*ignis* = 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 250 kilómetros. Exploraremos el origen de los magmas más adelante en este capítulo.

Una vez formado, un cuerpo magmático asciende por flotación 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**. A veces la lava se emite en forma de surtidores que se producen cuando los gases que escapan impulsan la roca fundida desde la cámara magmática. En otras ocasiones el magma es expulsado de una chimenea de una manera explosiva, provocando una erupción catastrófica. Sin embargo, no todas las erupciones son violentas; algunos volcanes generan tranquilas emisiones de lavas muy fluidas.

Las rocas ígneas que se forman cuando se solidifica la roca fundida en la *superficie terrestre* se clasifican como **extrusivas** (*ex* = fuera; *trudere* = empujar) o **volcánicas** (de Vulcano, el dios del fuego). Las rocas ígneas extrusivas son abundantes en la costa occidental del continente americano, incluidos los conos volcánicos de la cordillera Cascade y las extensas coladas de lava de la llanura de Columbia. Además, muchas islas oceánicas, tipificadas por la cadena Hawaiana, 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** (*in* = dentro; *trudere* = empujar) 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. (Cuando una masa de roca de la corteza está expuesta, es decir, no cubierta por un suelo, se denomina *afloramiento*.) En muchas partes existen afloramientos de rocas ígneas intrusivas, como el monte Washington, New Hampshire; la Stone Mountain, Georgia; las Black Hills, Dakota del Sur, y el Parque Nacional Yosemite, California.

## A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son las lavas y los magmas lo mismo?

No, pero su *composición* podría ser similar. Ambos términos describen roca fundida o líquida. El magma existe debajo de la superficie de la Tierra, y la lava es roca fundida que ha alcanzado la superficie. Por esta razón pueden tener una composición similar. La lava se produce a partir del magma, pero en general ha perdido los materiales que escapan en forma gaseosa, como el vapor de agua.

## Naturaleza de los magmas

Los **magmas** son material completa o parcialmente fundido, que al enfriarse se solidifica y forma una roca ígnea. La mayoría de los magmas constan de tres partes: un componente líquido, un componente sólido y una fase gaseosa.

La porción líquida, llamada **fundido**, está compuesta por iones móviles de los elementos que se encuentran comúnmente en la corteza terrestre. El fundido está formado principalmente por iones de silicio y oxígeno que se combinan fácilmente y forman sílice ( $\text{SiO}_2$ ), así como cantidades menores de aluminio, potasio, calcio, sodio, hierro y magnesio.

Los componentes sólidos (si los hay) del magma son silicatos ya cristalizados desde el fundido. Conforme una masa de magma se enfría, aumentan el tamaño y la cantidad de los cristales. Durante el último estadio del enfriamiento, una masa de magma es, básicamente, un sólido cristalino con cantidades sólo menores de fundido.

El vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ), el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) y el dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) son los gases más comunes hallados en el magma y están confinados por la inmensa presión ejercida por las rocas suprayacentes. Estos componentes gaseosos, denominados **volátiles**, se disuelven dentro del fundido. (Los volátiles son los materiales que se evaporarán [formarán un gas] fácilmente a las pre-

siones de la superficie.) Los volátiles continúan formando parte del magma hasta que éste se acerca a la superficie (ambiente de baja presión) o hasta que la masa de magma cristaliza, momento en el que cualquiera de los volátiles restantes migra libremente. Estos fluidos calientes representan un papel importante en el metamorfismo y se considerarán en el Capítulo 8.

## De los magmas a las rocas

Conforme se enfría un magma, los iones del fundido empiezan a perder movilidad y a disponerse en estructuras cristalinas ordenadas. Este proceso, denominado **cristalización**, genera granos minerales silicatados que se encuentran dentro del fundido remanente.

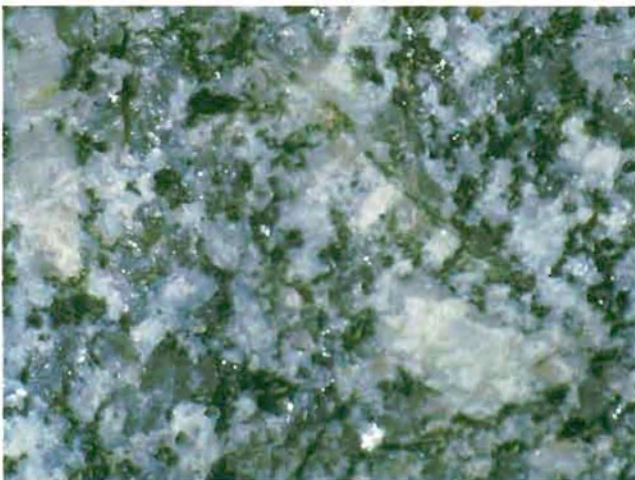
Antes de examinar cómo cristaliza un magma, veamos primero cómo se funde un sólido cristalino sencillo. En cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un empaquetado regular. Sin embargo, no carecen de movimiento. Exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme 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. Cuando los iones 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 a medida que disminuye su velocidad de movimiento. Cuando se enfrían suficientemente, las fuerzas de los enlaces químicos confinarán de nuevo los átomos en una disposición cristalina ordenada.

Cuando el magma se enfría, son generalmente los átomos de silicio y oxígeno los que primero se enlazan para formar tetraedros de silicio-oxígeno, los bloques de construcción 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 restante. Por último, todo el magma se transforma en una masa sólida de silicatos interpenetrados que denominamos *rocas ígneas* (Figura 4.1).

Como veremos más adelante, 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. Durante la cristalización, la composición del fundido cambia continuamente a medida que los iones son retirados de manera selectiva e incorporados en los primeros minerales que se forman. Si el fundido se separa de los primeros minerales que se forman, su composición será distinta de la del



▲ **Figura 4.1** **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.)

magma original. Por tanto, un solo magma puede generar rocas con una composición muy diferente. Por consiguiente, existe una gran variedad de rocas ígneas. Volvemos a esta importante idea más adelante, en este capítulo.

La cristalización del magma es compleja. 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*. Consideramos estas dos características de las rocas en las siguientes secciones.

## Texturas ígneas



### Rocas ígneas ▼ 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 4.2). La textura es una característica importante porque revela datos 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 un equipo sofisticado.

### Factores que afectan al tamaño de los cristales

Tres factores contribuyen a la textura de las rocas ígneas: (1) *la velocidad a la cual se enfría el magma*; (2) *la cantidad de sílice presente*, y (3) *la cantidad de gases disueltos en el magma*. De ellos, la velocidad de enfriamiento es el factor dominante, pero, como todas las generalizaciones, ésta tiene numerosas excepciones.

Conforme una masa de magma se enfría, disminuye la movilidad de sus iones. Un cuerpo magmático muy grande localizado a gran profundidad se enfriará durante un período 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 intercrecidos.

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 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** (*a* = no; *phaner* = visible). Por definición, los cristales que constituyen las rocas afaníticas son demasiado pequeños para que los minerales individuales se distingan a simple vista (Figura 4.2A). 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 3).

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. Es en la zona superior de una colada de lava donde el enfriamiento 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 como para que los minerales individuales puedan identificarse sin la ayuda de un microscopio (Figura 4.2B). (Los geólogos



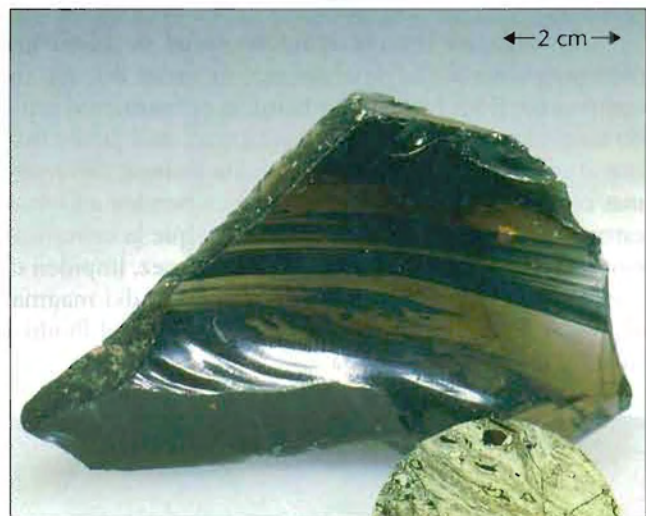
A. Afanítica



B. Fanerítica



C. Porfídica



D. Vítreo

▲ **Figura 4.2** Texturas de las rocas ígneas. **A.** Afanítica (grano fino). **B.** Fanerítica (grano grueso). **C.** Porfídica (granos grandes rodeados por una matriz). **D.** Vítreo (enfriamiento demasiado rápido para formar cristales). (Fotos de E. J. Tarbuck.)

suelen utilizar una lupa que les ayuda a identificar los minerales de grano grueso.) Dado que las rocas faneríticas se forman en el interior de la corteza terrestre, su afloramiento 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 em-

pezando a formarse. Si el magma que contiene algunos cristales grandes cambia de condiciones (por ejemplo, saliendo a la superficie) la porción líquida restante de la lava se enfriará relativamente rápido. Se dice que la roca resultante, que tiene grandes cristales incrustados en una matriz de cristales más pequeños, tiene una **textura porfídica** (Figura 4.2C). Los grandes cristales que hay en una roca de este tipo se denominan **fenocristales** (*pheno* = mostrar; *cristal* = cristal), mientras que la matriz de cristales más pequeños se denomina **pasta**. Una roca con una textura de este tipo se conoce como **pórfido**.

**Textura vítrea.** 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 vítrea**. 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 4.2D).

En algunos lugares aparecen capas de obsidiana (denominadas coladas de obsidiana) de varias decenas de centímetros (Figura 4.3). Por tanto, el enfriamiento rápido no es el único mecanismo mediante el cual puede formarse una textura vítrea. 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 emitido 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 vítrea. Además, los volcanes hawaianos a veces emiten fuentes de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hilos 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 emitidos 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** o **fragmental** (Figura 4.4).

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



◀ **Figura 4.3** Esta colada de obsidiana fue emitida desde 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.)



▲ **Figura 4.4** 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.)

**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 encuentran alrededor de los márgenes de las rocas plutónicas como pequeñas masas o venas delgadas que comúnmente se extienden en la roca huésped adyacente.

Las pegmatitas se forman en las últimas etapas de la cristalización, cuando el agua y otros volátiles, como el cloro, el flúor y el azufre, forman un porcentaje inusualmente elevado del fundido. Dado que la migración iónica aumenta en estos ambientes ricos en líquido, los cristales que se forman son anormalmente grandes. Por tanto, los grandes cristales de las pegmatitas no son consecuencia de

historias de enfriamiento excesivamente largas, sino que son consecuencia del ambiente rico en líquido en el que tiene lugar la cristalización.

La composición de la mayor parte de las pegmatitas es parecida a la del granito. Por tanto, las pegmatitas contienen cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Sin embargo, algunas contienen cantidades significativas de minerales comparativamente raros y, por tanto, valiosos (véase Recuadro 4.1).

## Composiciones ígneas



### Rocas ígneas

#### ▼ 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 por ciento en peso de muchos magmas. Además, el magma contiene pequeñas cantidades de muchos otros elementos, entre ellos el titanio y el manganeso, y trazas de muchos elementos más raros, como oro, plata y uranio.



### Recuadro 4.1 ► Entender la Tierra

#### Pegmatitas

*Pegmatita* es un nombre dado a una roca ígnea compuesta por cristales anormalmente grandes. ¿Qué se entiende por *grande*? Los cristales de la mayoría de muestras de pegmatita tienen más de un centímetro de diámetro. En algunas muestras, son comunes los cristales que tienen un diámetro de un metro o superior. Se han encontrado cristales hexagonales gigantes de moscovita que miden unos pocos metros de diámetro en Ontario, Canadá. En las colinas Negras de Dakota del Sur, se han extraído cristales tan grandes como un poste telefónico del mineral rico en litio espo-

dumena. El más grande de estos cristales medía más de 12 metros de longitud. Además, se han extraído masas de feldespato del tamaño de casas de una pegmatita localizada en Carolina del Norte.

La mayor parte de pegmatitas tiene la composición del granito y es poco habitual que contenga cristales grandes de cuarzo, feldespato y moscovita. Además de ser una fuente importante de muestras minerales excelentes, las pegmatitas graníticas se han explotado por sus constituyentes minerales. El feldespato, por ejemplo, se utiliza en la producción de

cerámica, y la moscovita se utiliza para el aislamiento eléctrico. Aunque las pegmatitas graníticas son las más comunes, también se conocen pegmatitas con composiciones químicas parecidas a las de otras rocas ígneas. Además, las pegmatitas pueden contener cantidades significativas de algunos de los elementos menos abundantes. Así, además de los silicatos comunes, se conocen pegmatitas con minerales que contienen los elementos litio, cesio, uranio y tierras raras. Además, a veces se encuentran piedras semipreciosas como el berilo, el topacio y la turmalina.

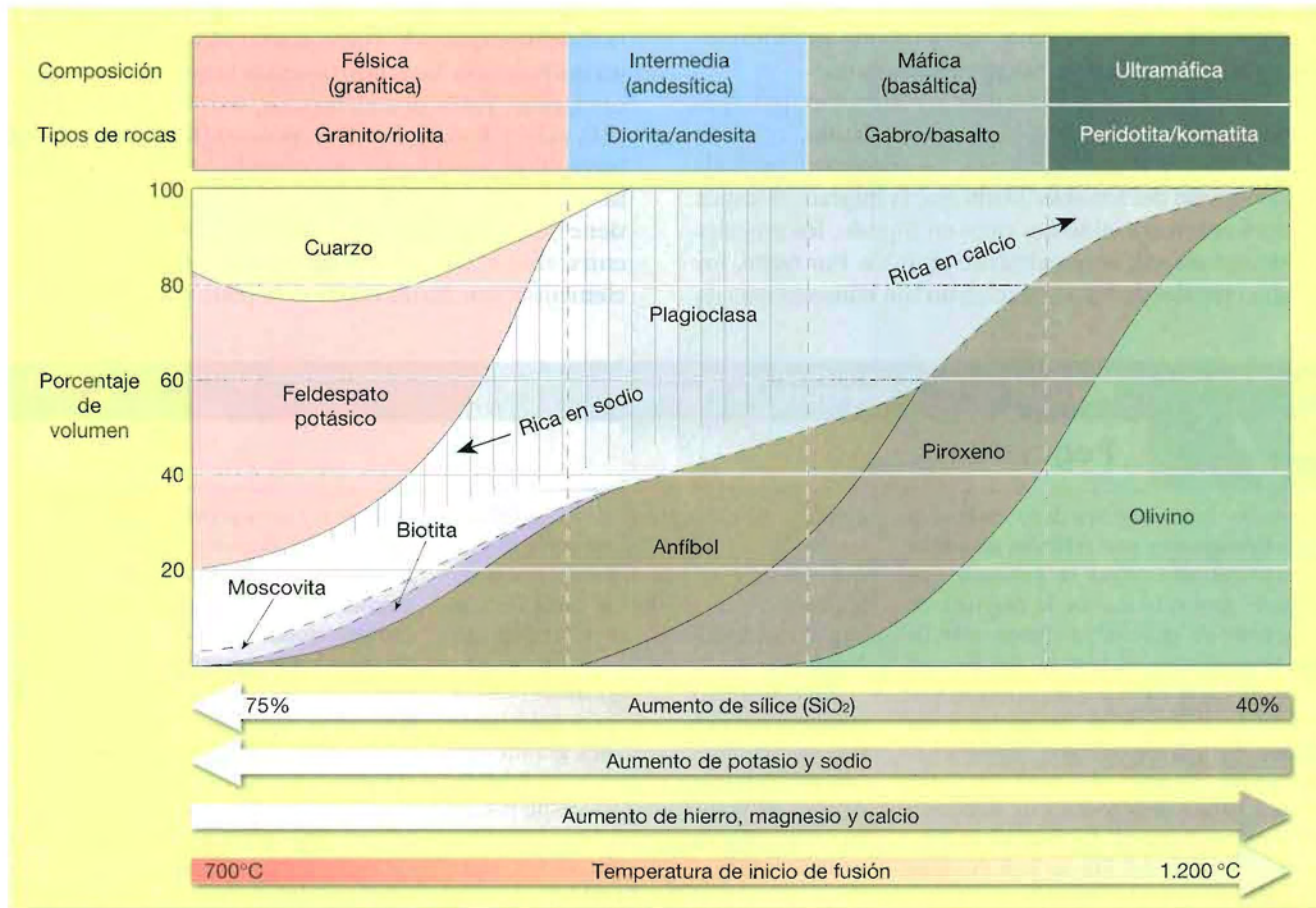
Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son minerales ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y normalmente con bajo contenido en sílice. El *olivino*, el *piroxeno*, el *anfíbol* y la *bistita* 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*. Los feldespatos constituyen al menos el 40 por ciento de la mayoría de las rocas ígneas. Por tanto, además del feldespato, las rocas ígneas contienen alguna combinación de los otros silicatos claros y oscuros que se han enumerado.

### Composiciones graníticas frente a composiciones basálticas

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas (y los magmas de los que se forman) pueden clasificarse

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. Las rocas ígneas en las que éstos son los minerales dominantes tienen una **composición granítica**. Los geólogos también se refieren a las rocas graníticas como **félsicas**, un término derivado de *feldespato* y *sílice* (cuarzo). Además del cuarzo y el feldespato, la mayoría de las rocas ígneas contiene alrededor del 10 por ciento de silicatos oscuros, normalmente biotita y anfíbol. Las rocas graníticas son ricas en sílice (aproximadamente el 70 por ciento) y son constituyentes principales de la corteza continental.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros y plagioclasa rica en calcio (pero no cuarzo) se dice que tienen una **composición basáltica** (Figura 4.5). 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 ro-



▲ **Figura 4.5** Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman. (Tomado de Dietrich, Daily y Larsen.)



cas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas. 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.

### Otros grupos composicionales

Como se puede observar en la Figura 4.5, las rocas con una composición comprendida entre las rocas graníticas y las basálticas se dice que tienen una **composición intermedia** o **andesítica**, por la roca volcánica común *andesita*. Las rocas intermedias contienen al menos un 25 por ciento de silicatos oscuros, principalmente anfíbol, piroxeno y biotita, el otro mineral dominante es la plagioclasa. Esta importante categoría de rocas ígneas se asocia con la actividad volcánica que normalmente se localiza en los márgenes de los continentes.

Otra roca ígnea importante, la *peridotita*, contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra en el lado opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas (Figura 4.5). Dado que la peridotita está compuesta casi por completo por minerales ferromagnesianos, se hace referencia a su composición química como **ultramáfica**. Aunque las rocas ultramáficas son infrecuentes en la superficie de la Tierra, se cree que las peridotitas son el constituyente principal del manto superior.

### El contenido de sílice como indicador de la composición

Un aspecto importante de la composición química de las rocas ígneas es su contenido en sílice ( $\text{SiO}_2$ ). Recordemos que el silicio y el oxígeno son los dos elementos más abundantes de las rocas ígneas. Normalmente, el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje por debajo del 45 por ciento, en las rocas ultramáficas, y un porcentaje por encima del 70 por ciento, en las rocas félsicas (Figura 4.5). El porcentaje de sílice de las rocas ígneas varía en realidad de una manera sistemática, que es paralela a la abundancia de los otros elementos. Por ejemplo, rocas con contenido comparativamente bajo en sílice contienen cantidades grandes de hierro, magnesio y calcio. Por el contrario, rocas con elevado contenido en sílice contienen cantidades muy pequeñas de estos elementos y, en cambio, están enriquecidas en sodio y potasio. Por consiguiente, la composición química de una roca ígnea puede deducirse directamente de su contenido en sílice.

Además, la cantidad de sílice presente en un magma condiciona en gran medida su comportamiento. El magma granítico, que tiene un contenido elevado en sílice, es bastante viscoso (pegajoso) a temperaturas de tan solo

700 °C. Por otro lado, los magmas basálticos tienen bajo contenido en sílice y generalmente son más fluidos. Además, los magmas basálticos cristalizan a temperaturas superiores que los magmas graníticos y son completamente sólidos cuando se enfrían a 1.000 °C.

### A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

*A veces he oído describir como «graníticas» a algunas rocas ígneas. ¿Todas las rocas graníticas son granito?*

Técnicamente no. El verdadero granito es una roca intrusiva de grano grueso con un determinado porcentaje de minerales clave, principalmente cuarzo de color claro y feldespato, con otros minerales oscuros secundarios. Sin embargo, entre los geólogos se ha convertido en algo habitual aplicar el término granito a cualquier roca intrusiva de grano grueso compuesta predominantemente por minerales silicatados de color claro. Además, algunas rocas se pulen y se venden como granito para encimeras o como losas, cuando, además de no ser granito, ¡ni siquiera son rocas ígneas!

En resumen, las rocas ígneas pueden dividirse grosso modo en grupos de acuerdo con las proporciones de minerales claros y oscuros que contengan. Las rocas graníticas (félsicas), que están casi totalmente compuestas por los minerales claros cuarzo y feldespato, se encuentran en un extremo del espectro composicional (Figura 4.5). Las rocas basálticas (máficas), que contienen abundantes silicatos oscuros además de plagioclasa, forman el otro grupo principal de rocas ígneas de la corteza terrestre. Entre estos grupos se encuentran las rocas con una composición intermedia (andesítica), mientras que las rocas ultramáficas, que no contienen minerales claros, se sitúan en el extremo opuesto del espectro composicional de las rocas graníticas.

## Denominación de las rocas ígneas



### Rocas ígneas

#### ▼ 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 4.6). 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 4.2). Dado que las rocas ígneas se clasifican en función de



### Recuadro 4.2 ▶ Entender la Tierra

## Láminas delgadas e identificación de las rocas

Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura. Cuando analizan las muestras, los geólogos las examinan de cerca para identificar los minerales presentes y determinar el tamaño y la disposición de los cristales. Si esto ocurre en el campo, los geólogos utilizan técnicas *megascópicas* para estudiar las rocas. Las características megascópicas de las rocas son los rasgos que pueden determinarse a simple vista o utilizando una lupa de poco aumento ( $\times 10$ ). Cuando resulta práctico hacerlo así, los geólogos recogen muestras de mano que pueden llevarse al laboratorio, donde pueden emplear métodos *microscópicos* o de gran aumento. El examen microscópico es importante para identificar los minerales, así como los rasgos texturales que son demasiado pequeños para verse a simple vista.

Dado que la mayoría de las rocas no son transparentes, el trabajo microscópico precisa la preparación de un corte muy delgado de la roca conocido como *lámina delgada* (Figura 4.A). En primer lugar, se utiliza una sierra con diamantes en su hoja para cortar una lámina fina de la muestra. A continuación, un lado de la lámina se pule utilizando polvo de pulir y luego se pega a un portaobjetos para microscopio. Una vez que la muestra montada está firmemente sujeta, el otro lado es pulido hasta un grosor de unos 0,03 milímetros. Cuando una sección de roca es de este grosor, suele ser transparente. No obstante, algunos minerales metálicos, como la pirita y la magnetita, siguen siendo opacos.

Una vez hechas, las secciones delgadas se examinan bajo un microscopio, especialmente diseñado, denominado *microscopio de polarización*. Dicho instrumento tiene una fuente de luz debajo de la platina, de manera que la luz puede transmitirse hacia arriba a través de la lámina delgada. Dado que los minerales tienen estructuras cristalinas que influyen en la luz polarizada de una manera medible, este procedimiento permite identificar hasta los componentes menores de una roca. El apartado C de la Figura 4.A es una microfotografía (fotografía tomada con un mi-

croscopio) de una lámina delgada de granito mostrada bajo luz polarizada. Los constituyentes minerales se identifican por sus peculiares propiedades ópticas. Ade-

más de ayudar al estudio de las rocas ígneas, las técnicas microscópicas se utilizan con gran éxito en el análisis de las rocas sedimentarias y metamórficas.



▲ **Figura 4.A** Las secciones o láminas delgadas son muy útiles en la identificación de los componentes minerales de las rocas. **A.** A partir de la muestra de mano se corta una porción plana mediante una sierra de diamante. **B.** Esta porción se pega a un portaobjetos siendo sometida a desbaste hasta hacerse transparente a la luz (aproximadamente 0,03 mm de grosor). Esta porción muy fina de roca se denomina sección o lámina delgada. **C.** Lámina delgada de granito observada con luz polarizada. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

Composición química		Granítica (félsica)	Andesítica (intermedia)	Basáltica (máfica)	Ultramáfica
Minerales dominantes		Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa rica en sodio y calcio	Anfibol Plagioclasa rica en sodio y calcio	Piroxeno Plagioclasa rica en calcio	Olivino Piroxeno
Minerales accesorios		Anfibol Moscovita Biotita	Piroxeno Biotita	Anfibol Olivino	Plagioclasa rica en calcio
TEXTURA	Fanerítica (grano grueso)	Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
	Afanítica (grano fino)	Riolita	Andesita	Basalto	Komatita (poco común)
	Porfídica	«Porfídico» precede cualquiera de los nombres anteriores siempre que haya fenocristales apreciables			
	Vítrea	Obsidiana (vidrio compacto) Pumita (vidrio vacuolar)			
	Piroclástica (fragmentaria)	Toba (fragmentos de menos de 2 mm) Brecha volcánica (fragmentos de más de 2 mm)			
Color de la roca (basado en el % de minerales oscuro)		0% a 25%	25% a 45%	45% a 85%	85% a 100%

▲ **Figura 4.6** Clasificación de los principales grupos de rocas ígneas según su composición mineral y su textura. Las rocas de grano grueso son plutónicas y solidifican en profundidad debajo de la superficie. Las rocas de grano fino son volcánicas o solidifican como pequeños plutones. Las rocas ultramáficas son oscuras y densas, compuestas casi en su totalidad por minerales que contienen hierro y magnesio. Aunque son relativamente poco comunes en la superficie terrestre, estas rocas son constituyentes principales del manto superior.

su composición mineral y de su textura, dos rocas pueden tener los mismos constituyentes minerales pero diferentes texturas y, por consiguiente, nombres diferentes. Por ejemplo, el *granito*, una roca plutónica de grano grueso, tiene un equivalente volcánico de grano fino denominado *riolita*. Aunque estas rocas son mineralógicamente idénticas, tienen texturas diferentes y no tienen en absoluto la misma apariencia (Figura 4.7).

## Rocas félsicas (graníticas)

**Granito.** El *granito* es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 4.7A). Esto se debe en parte a su belleza natural, que se intensifica cuando se pule, y en parte a su abundancia en la corteza continental. Las losas de granito pulido se utilizan habitualmente para las tumbas y los monumentos y como piedras de construcción. Son zonas bien conocidas de Estados Unidos de donde se extrae el granito, entre otras, Barre, Vermont; el monte Airy, Carolina del Norte, y Saint Cloud, Minnesota.

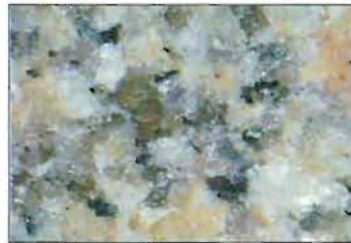
El granito es una roca fanerítica compuesta por alrededor del 25 por ciento de cuarzo y aproximadamente el 65 por ciento de feldespato, principalmente las variedades ricas en potasio y sodio. Los cristales de cuarzo, de forma aproximadamente esférica, suelen ser vítreos y de color claro a gris claro. Por el contrario, los cristales de feldespato no son vítreos, tienen un color generalmente de blanco a gris o rosa salmón, y exhiben una forma rectangular más que esférica. Cuando el feldespato potásico domina y es de color rosa oscuro, el granito es casi rojizo. Esta variedad es popular como piedra de construcción. Sin embargo, los granos de feldespato suelen ser de color blanco a gris, de modo que cuando se mezclan con cantidades menores de silicatos oscuros, el granito parece tener un color gris claro.

Otros constituyentes menores del granito son la moscovita y algunos silicatos oscuros, en particular la biotita y el anfíbol. Aunque los componentes oscuros constituyen generalmente menos del 10 por ciento de la mayor parte de los granitos, los minerales oscuros destacan más de lo que indicaría su porcentaje.



A. Granito

Vista de cerca



B. Riolita

Vista de cerca



▲ **Figura 4.7** A. Granito, una de las rocas ígneas faneríticas más comunes. B. Las riolitas, el equivalente afanítico del granito son menos abundantes. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

El granito puede tener también una textura porfídica. Estos tipos contienen cristales de feldespato de un centímetro o más de longitud que están repartidos entre la matriz de grano grueso de cuarzo y anfíbol.

El granito y otras rocas cristalinas relacionadas suelen ser productos secundarios de la formación de montañas. Dado que el granito es muy resistente a la meteorización, frecuentemente forma el núcleo de montañas erosionadas. Por ejemplo, Pikes Peak de las Montañas Rocosas, el monte Rushmore en las Colinas Negras y las montañas blancas de New Hampshire, la Stone Mountain en Georgia y el parque nacional Yosemite en Sierra Nevada son áreas donde afloran grandes cantidades de granito.

El granito es una roca muy abundante. Sin embargo, se ha convertido en una práctica común entre los geólogos aplicar el término *granito* a cualquier roca de silicatos claros que contenga cuarzo. Continuaremos con esta práctica en virtud de la sencillez. Debe tenerse en cuenta que este uso del término *granito* abarca rocas que tienen un espectro de composiciones más amplio.

**Riolita.** La *riolita* es el equivalente extrusivo del granito y, como el granito, está esencialmente compuesta por silicatos claros (Figura 4.7B). Este hecho explica su color, que suele ser de marrón claro a rosa o, a veces, un gris

muy claro. La riolita es afanítica y contiene frecuentemente fragmentos vítreos y huecos que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. Cuando la riolita contiene fenocristales, son normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespato potásico. Al contrario que el granito, que está muy distribuido como grandes masas plutónicas, los depósitos de riolita son menos frecuentes y, en general, menos voluminosos. El parque Yellowstone es una excepción bien conocida. Aquí, los depósitos de lavas riolíticas y los de cenizas de composición similar son extensos.

**Obsidiana.** La *obsidiana* es una roca vítrea de color oscuro que normalmente se forma cuando lava rica en sílice se enfría rápidamente (Figura 4.8). Al contrario que en los minerales donde hay una disposición ordenada de los iones, en el *vidrio*, los iones están desordenados. Por consiguiente, las rocas vítreas como la obsidiana no están compuestas por minerales en el sentido estricto.

Aunque normalmente de color negro o marrón rojizo, la obsidiana tiene un elevado contenido en sílice (Figura 4.8). Por tanto, su composición es más parecida a la de las rocas ígneas claras, como el granito, que a las rocas oscuras de composición basáltica. Por sí misma, la sílice es clara como el cristal de las ventanas; el color oscuro es



A. Colada de obsidiana

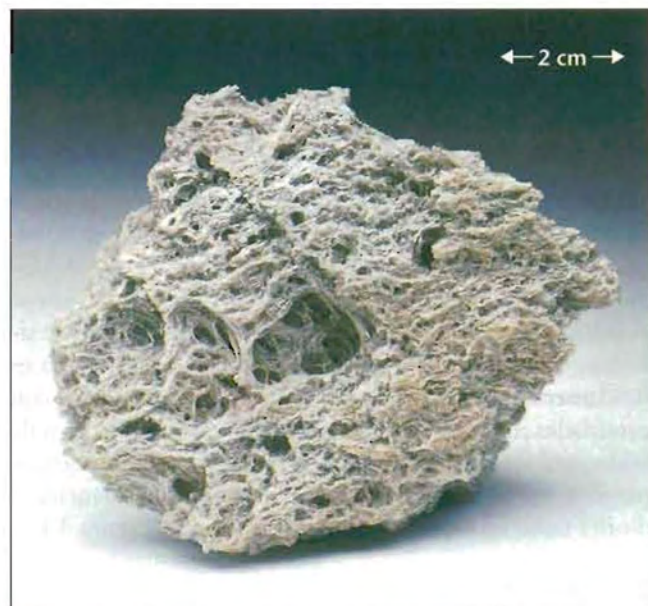


B. Muestra de mano de una obsidiana

consecuencia de la presencia de iones metálicos. Si examinamos un borde delgado de un fragmento de obsidiana, será casi transparente. Debido a su excelente fractura concoide y a su capacidad para conservar un borde duro y cortante, la obsidiana fue un material preciado con el cual los nativos americanos elaboraron puntas de flecha y útiles cortantes.

**Pumita.** La *pumita* es una roca volcánica que, como la obsidiana, tiene textura vítrea. Normalmente asociada con la obsidiana, la pumita se forma cuando grandes cantidades de gases escapan a través de la lava para generar una masa gris y porosa (Figura 4.9). En algunas muestras, los agujeros son bastante evidentes, mientras que en otros, la pumita recuerda a fragmentos finos de cristal entretejido. Debido al gran porcentaje de huecos, muchas muestras de pumita flotarán cuando se las coloque en agua. A veces, en las pumitas se ven estructuras de flujo, que indican que hubo algún movimiento antes de que se completara la solidificación. Además, la pumita y la obsidiana pueden encontrarse a menudo en la misma masa rocosa, alternando en capas.

◀ **Figura 4.8** La obsidiana es una roca vítrea de color oscuro formada a partir de lava rica en sílice. La imagen A muestra la base de un domo de lava al sur del lago Mono, California. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 4.9** Pumita, una roca vítrea que contiene numerosas vesículas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

## A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

*Dijo que los nativos americanos utilizaban la obsidiana para hacer puntas de flecha y utensilios cortantes. ¿Es el único material que utilizaron?*

No. Los nativos americanos utilizaban cualquier material del que dispusieran en su zona para hacer herramientas, incluido cualquier material rocoso compacto y duro que pudiera ser moldeado. Eso incluye materiales como las rocas metamórficas pizarra y cuarcita, depósitos sedimentarios formados por sílice llamados jaspe, distintas variedades de cuarzo, ópalo, sílex e incluso jade. Algunos de estos depósitos tienen una distribución geográfica limitada y en la actualidad pueden ayudar a los antropólogos a reconstruir las rutas comerciales entre los diferentes grupos de indios.

### Rocas intermedias (andesíticas)

**Andesita.** La *andesita* es una roca de color gris medio, de grano fino y de origen volcánico. Su nombre procede de los Andes de América del Sur, donde numerosos volcanes están formados por este tipo de roca. Además de los volcanes de los Andes, muchas de las estructuras volcánicas que rodean el océano Pacífico son de composición andesítica. La andesita muestra frecuentemente una textura porfídica (Figura 4.10). Cuando éste es el caso, los fenocristales suelen ser cristales claros y rectangulares de plagioclasa o cristales negros y alargados de anfíbol. La andesita se parece a menudo a la riolita, de modo que su identificación suele requerir el examen microscópico para verificar la abundancia, o la falta, de cristales de cuarzo. La andesita contiene cantidades pequeñas de cuarzo, mientras que la riolita está compuesta de aproximadamente un 25 por ciento de cuarzo.

**Diorita.** La *diorita* es el equivalente plutónico de la andesita. Es una roca intrusiva de grano grueso que tiene un aspecto similar al granito gris. Sin embargo, puede distinguirse del granito por la ausencia de cristales de cuarzo visibles y porque contiene un porcentaje más elevado de silicatos oscuros. La composición mineral de la diorita es fundamentalmente plagioclasa rica en sodio y anfíbol, con cantidades menores de biotita. Debido a que los granos de feldespato de color claro y los cristales de anfíbol oscuros parecen ser aproximadamente iguales en abundancia, la diorita tiene un aspecto de «sal y pimienta» (Figura 4.11).

### Rocas máficas (basálticas)

**Basalto.** El *basalto* es una roca volcánica de grano fino y de color verde oscuro a negro, compuesta fundamen-



A. Andesita porfídica



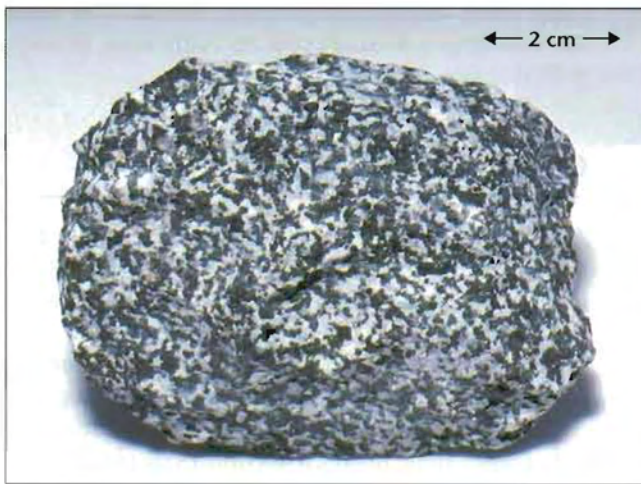
B. Vista de cerca

▲ **Figura 4.10** Andesita porfídica. **A.** Muestra de mano de un pórfido andesítico, una roca volcánica común. **B.** Microfotografía de una sección delgada de un pórfido andesítico para ver su textura. Obsérvese que unos pocos cristales grandes (fenocristales) están rodeados de cristales mucho más pequeños (matriz microgranuda). (Foto de E. J. Tarbuck.)

talmente por piroxeno y plagioclasa rica en calcio con cantidades menores de olivino y anfíbol (Figura 4.12A). Cuando es porfídico, el basalto contiene comúnmente fenocristales pequeños de plagioclasa cálcica de colores claros o fenocristales de olivino de aspecto vítreo embebidos en una pasta oscura.

El basalto es la roca ígnea extrusiva más común (Figura 4.12). Muchas islas volcánicas, como las islas Hawaii e Islandia, están compuestas fundamentalmente de basalto. Además, las capas superiores de la corteza oceánica son de basalto. En Estados Unidos, grandes áreas de la parte central de Oregón y de Washington fueron zonas de extensas erupciones basálticas (véase Figura 5.14). En algunas localizaciones, esas coladas basálticas se han acumulado hasta alcanzar grosores que se aproximan a los 3 kilómetros.

**Gabro.** El *gabro* es el equivalente intrusivo del basalto (Figura 4.12B). Como el basalto, es de color verde muy oscuro a negro y está compuesto fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. Aunque el gabro



Vista de cerca



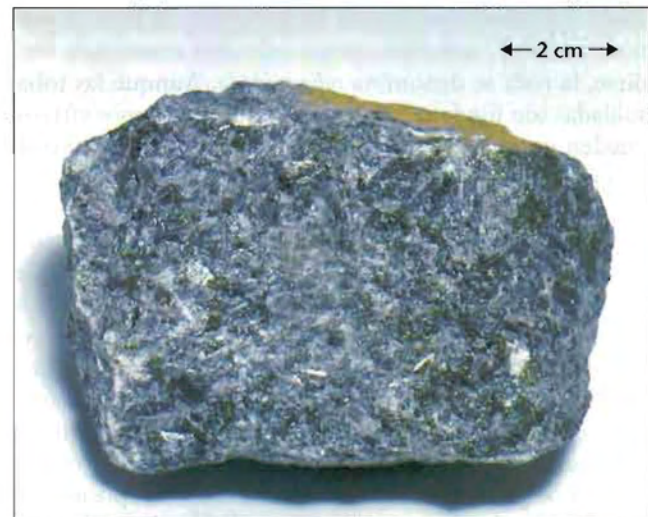
▲ **Figura 4.11** La diorita es una roca ígnea fanerítica de composición intermedia. Los cristales blancos son plagioclasa y los cristales negros son anfíbol y biotita. (Foto de E. J. Tarbuck.)

no es un constituyente común de la corteza continental, indudablemente constituye un porcentaje significativo de la corteza oceánica. Aquí, grandes proporciones del mag-

ma que formó los depósitos subterráneos que una vez alimentaron las erupciones basálticas acabaron por solidificarse en profundidad, formando gabros.

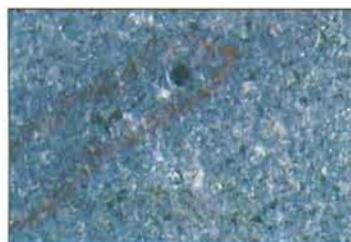


A. Basalto

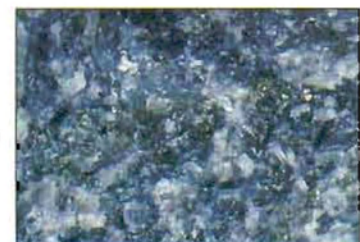


B. Gabro

Vista de cerca



Vista de cerca



▲ **Figura 4.12** Estas rocas máficas de color oscuro están compuestas fundamentalmente de piroxeno y de plagioclasa rica en calcio. **A.** El basalto es una roca afanítica y una roca extrusiva muy común. **B.** El gabro, el equivalente fanerítico del basalto, es menos abundante. (Fotos de E. J. Tarbuck.)

## A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

*En la ferretería, vi una barbacoa con material que el dependiente llamó «roca de lava». ¿Se trata realmente de una roca volcánica?*

No sólo encuentra «roca de lava» en su ferretería, sino también en los comercios de bricolaje para utilizarla como material de construcción y paisajismo y se suele encontrar en las tiendas con productos para acuarios. Los geólogos dan a este material el nombre de *escoria*, que es una roca máfica roja u oscura caracterizada por una textura vesicular (llena de agujeros). También se denomina *ceniza volcánica*. En las barbacoas de gas, la roca de lava se utiliza para absorber y reirradiar el calor para garantizar la cocción uniforme.

### Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas están compuestas por fragmentos expulsados durante una erupción volcánica. Una de las rocas piroclásticas más comunes, denominada *toba*, se compone fundamentalmente de diminutos fragmentos del tamaño de cenizas que se cementaron después de su caída. En situaciones donde las partículas de cenizas permanecieron lo suficientemente calientes como para fundirse, la roca se denomina *toba soldada*. Aunque las tobas soldadas son fundamentalmente diminutos copos vítreos, pueden contener fragmentos de pumita del tamaño de una nuez y otros fragmentos de roca.

Las tobas soldadas cubren enormes regiones del occidente de Estados Unidos que fueron volcánicamente activas en el pasado. Algunos de esos depósitos de toba tienen grosores de centenares de metros y se extienden a lo largo de decenas de kilómetros desde su origen. La mayoría se formó hace millones de años conforme las cenizas volcánicas arrojadas de grandes estructuras volcánicas (calderas) en forma de avalanchas, se expandieron lateralmente a velocidades de aproximadamente 100 kilómetros por hora. Los primeros investigadores de esos depósitos los clasificaron, de manera incorrecta, como coladas de riolitas. En la actualidad, sabemos que esta lava rica en sílice es demasiado viscosa (pegajosa) para fluir más allá de unos pocos kilómetros desde la chimenea volcánica.

Las rocas piroclásticas compuestas fundamentalmente por partículas de tamaño mayor que la ceniza se denominan *brechas volcánicas*. En las brechas volcánicas, las partículas pueden consistir en fragmentos con perfil aerodinámico que se solidificaron en el aire, bloques procedentes de las paredes de la chimenea, cristales y fragmentos vítreos.

A diferencia de algunos nombres de rocas ígneas, como el granito y el basalto, los términos *toba* y *brecha*

*volcánica* no indican composición mineral. Por tanto, suelen utilizarse a menudo con un calificador, por ejemplo, *toba riolítica*.

### Origen de los magmas

Aunque algunos magmas exhiben pruebas de al menos algunos componentes derivados de la fusión de las rocas de la corteza, hoy los geólogos están seguros de que la mayor parte de los magmas se genera por la fusión del manto terrestre. También está claro que la tectónica de placas desempeña un papel importante en la generación de la mayor parte del magma. La mayor cantidad de actividad ígnea tiene lugar en los límites de placa divergentes en asociación con la expansión del fondo oceánico. También se producen cantidades sustanciales de magma en las zonas de subducción en las que la litosfera oceánica desciende al manto. El magma generado allí contiene componentes del manto, así como corteza y sedimentos subducidos. Además, parece que algunos magmas se generan en las profundidades del manto, donde no recibe la influencia directa de los movimientos de placas.

### Generación de magmas a partir de roca sólida

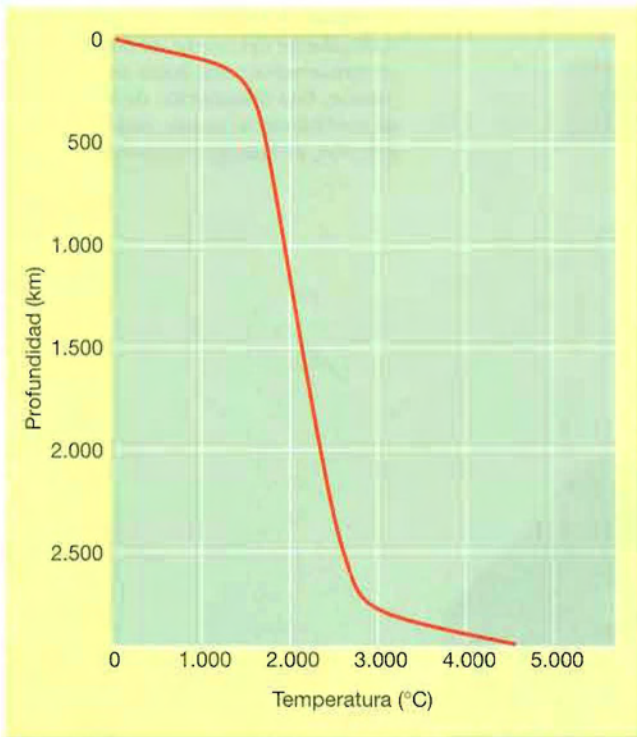
En función de las pruebas científicas disponibles, *la corteza y el manto terrestres están compuestos fundamentalmente de rocas sólidas, no fundidas*. Aunque el núcleo externo es fluido, está formado por un material rico en hierro, muy denso y que está situado a bastante profundidad dentro de la Tierra. Así pues ¿cuál es el origen de los magmas que producen la actividad ígnea?

Los geólogos proponen que la mayor parte de los magmas se originan cuando se funden rocas esencialmente sólidas, localizadas en la corteza y el manto superior. La forma más obvia para generar magma a partir de roca sólida consiste en elevar la temperatura por encima del punto de fusión de la roca.

**Papel del calor.** ¿Qué fuente de calor es suficiente para fundir las rocas? Los trabajadores de las minas subterráneas saben que la temperatura aumenta con la profundidad. Aunque la velocidad con que aumenta la temperatura varía de un lugar a otro, en la corteza superior *oscila* entre 20 y 30 °C por kilómetro. El cambio de la temperatura con la profundidad se conoce como **gradiente geotérmico** (Figura 4.13). Los cálculos indican que la temperatura a 100 kilómetros de profundidad oscila entre 1.200 y 1.400 °C\*. A estas elevadas temperaturas, las rocas

\* Trataremos las fuentes de calor para el gradiente geotérmico en el Capítulo 12.





▲ **Figura 4.13** Este gráfico muestra la distribución de temperaturas calculadas para el manto y la corteza. Obsérvese que la temperatura aumenta significativamente desde la superficie hasta la base de la litosfera y que el gradiente de temperatura (ritmo de cambio) es mucho menor en el manto. Dado que la diferencia de temperatura entre la parte superior y la inferior del manto es relativamente pequeña, los geólogos deducen que debe producirse en él un flujo convectivo lento (el material caliente asciende y el manto frío descende).

de la corteza inferior y del manto superior están próximas a sus puntos de fusión, pero todavía están algo por debajo. Por tanto, están muy calientes pero, en esencia, todavía sólidas.

Hay varias maneras por medio de las cuales se puede generar, dentro de la corteza o el manto superior, el calor adicional suficiente para producir magma. En primer lugar, en las zonas de subducción, la fricción genera calor conforme grandes placas de corteza se deslizan unas sobre otras. En segundo lugar, las rocas de la corteza se calientan a medida que descienden hacia el manto durante la subducción. En tercer lugar, las rocas calientes del manto pueden ascender e introducirse en las rocas de la corteza. Aunque todos estos procesos generan algo de magma, las cantidades producidas son relativamente pequeñas y la distribución está muy limitada.

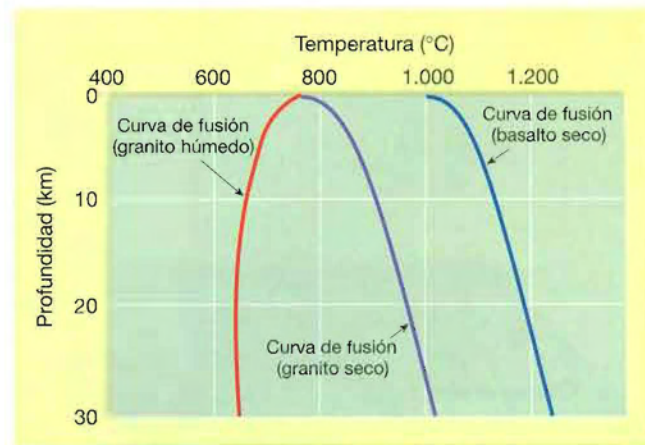
Como veremos, la mayor parte del magma se genera sin la adición de otra fuente de calor. Las rocas que están cerca de su punto de fusión pueden empezar a fundirse si la presión de confinamiento disminuye o si se in-

troducen fluidos (volátiles). Ahora vamos a considerar los papeles de la presión y los volátiles en la generación de los magmas.

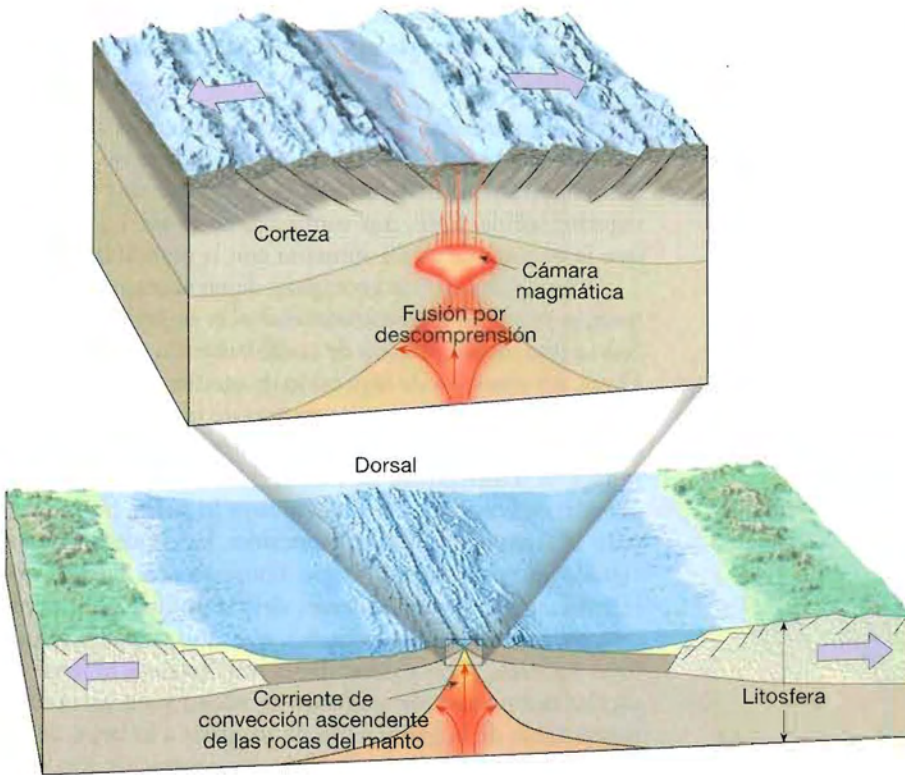
**Papel de la presión.** Si la temperatura fuera el único factor que determinara si una roca se funde o no, nuestro planeta sería una bola fundida cubierta por una fina capa exterior sólida. Esto, por supuesto, no es así. La razón es que la presión también aumenta con la profundidad.

La fusión, que se acompaña de un aumento de volumen, se produce a temperaturas más altas en profundidad debido a una mayor presión de confinamiento (Figura 4.14). O sea, un aumento de la presión de confinamiento produce un incremento de la temperatura de fusión de las rocas. A la inversa, la reducción de la presión de confinamiento reduce la temperatura de fusión de una roca. Cuando la presión de confinamiento disminuye lo suficiente, se dispara la **fusión por descompresión**. Esto puede ocurrir cuando la roca *asciende* como consecuencia de una corriente convectiva ascendente, desplazándose así a zonas de menor presión. (Recordemos que, aun cuando el manto es un *sólido*, *fluye* a velocidades muy lentas a lo largo de escalas temporales de millones de años.) Este proceso es responsable de la generación de magmas a lo largo de los límites de placa divergentes (dorsales oceánicas) donde las placas se están separando (Figura 4.15).

**Papel de los volátiles.** Otro factor importante que afecta a la temperatura de fusión de las rocas es su contenido en agua. El agua y otras sustancias volátiles actúan al igual que la sal para fundir el hielo. Es decir, las sustancias volátiles hacen que la roca se funda a temperaturas inferior-



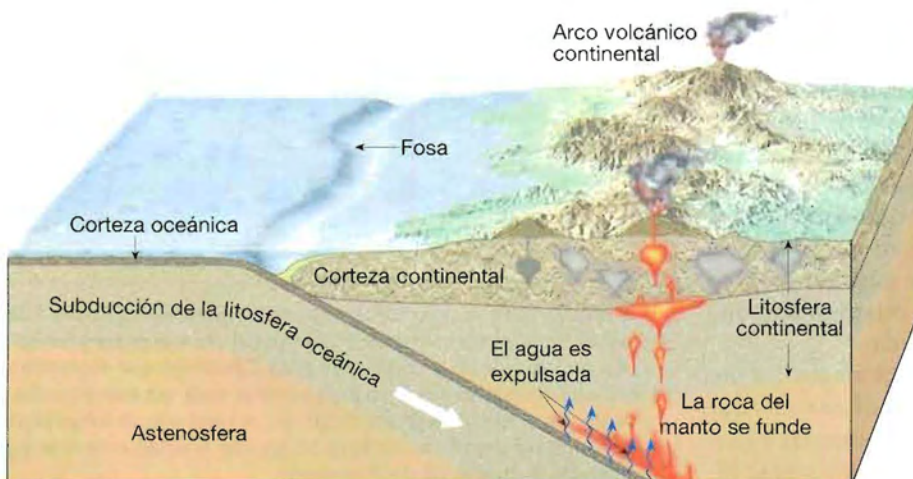
▲ **Figura 4.14** Curvas idealizadas de temperatura de fusión. Estas curvas muestran las temperaturas mínimas necesarias para fundir una roca dentro de la corteza terrestre. Obsérvese que el granito y el basalto anhidros funden a temperaturas cada vez más elevadas conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, la temperatura de fusión del granito húmedo disminuye en realidad a medida que aumenta la presión de confinamiento.



◀ **Figura 4.15** Conforme asciende una roca caliente del manto, se desplaza continuamente hacia zonas de menor presión. Esta disminución de la presión de confinamiento puede desencadenar la fusión, incluso sin calor adicional.

res. Además, el efecto de los volátiles se incrementa con el aumento de la presión. Por consiguiente, una roca «húmeda» en profundidad tiene una temperatura de fusión mucho menor que una roca «seca» de la misma composición y bajo la misma presión de confinamiento (Figura 4.14). Por consiguiente, además de la composición de una roca, su temperatura, la profundidad (presión de confinamiento) y su contenido acuoso determinan si estará en estado sólido o líquido.

Las sustancias volátiles desempeñan un papel importante en la generación de magmas en los límites de placa divergentes, donde láminas frías de litosfera oceánica descienden hacia el manto (Figura 4.16). Conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión expulsan el agua de las rocas de la corteza subducida. Estas sustancias volátiles, que son muy móviles, migran hacia el manto caliente que se encuentra por encima. Se cree que este proceso disminuye la temperatura de fusión de la



◀ **Figura 4.16** Conforme una placa oceánica desciende hacia el manto, el agua y otros compuestos volátiles desaparecen de las rocas de la corteza subducida. Estos volátiles disminuyen la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar fusión.

roca del manto lo suficiente como para generar algunos fundidos. Los estudios de laboratorio han demostrado que la adición de tan sólo un 0,1 por ciento de agua puede reducir el punto de fusión del basalto en hasta 100 °C.

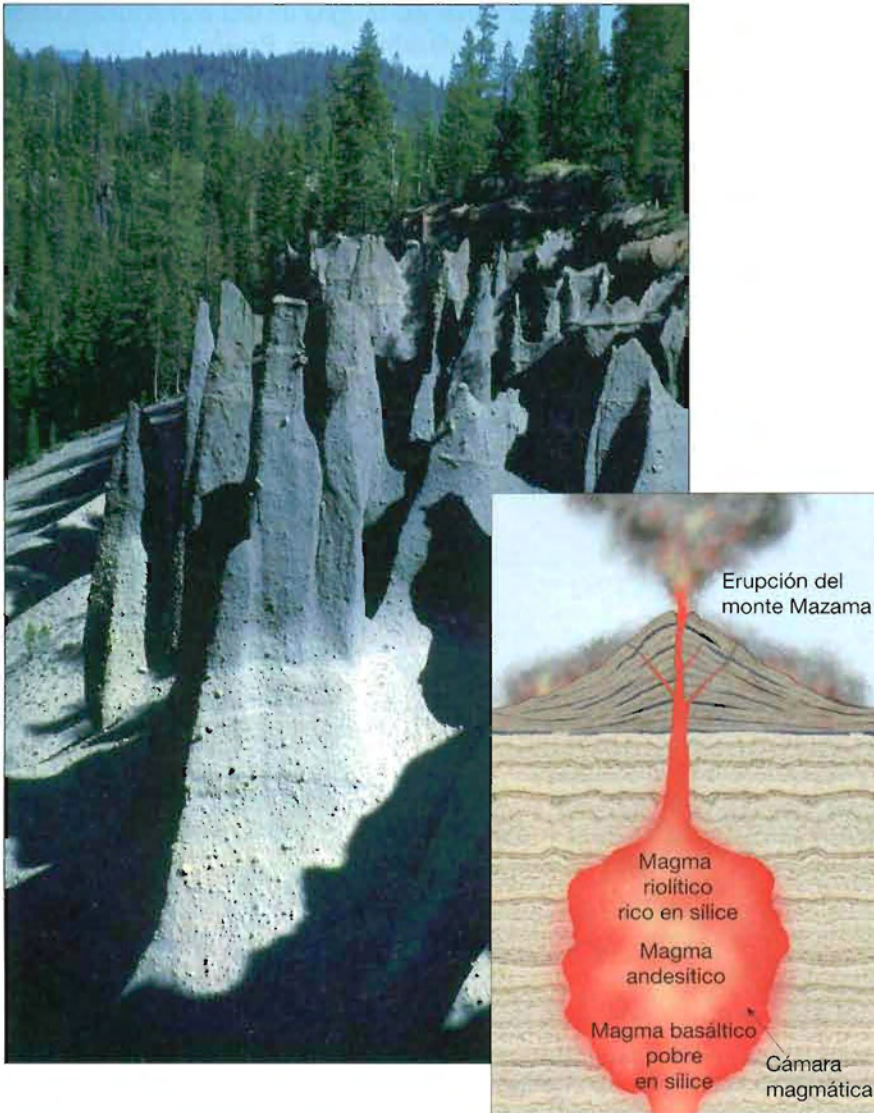
Cuando se forme suficiente magma basáltico derivado del manto, ascenderá flotando hacia la superficie. En un ambiente continental, el magma basáltico puede «estancarse» debajo de las rocas de la corteza, que tienen una densidad menor y están muy cerca de su temperatura de fusión. Esto puede provocar algo de fusión de la corteza y la formación de magmas secundarios ricos en sílice.

En resumen, los magmas pueden generarse bajo tres tipos de condiciones: (1) por aumento de la temperatura; por ejemplo, un cuerpo magmático de una fuente profunda intruye y funde las rocas de la corteza; (2) una

disminución de la presión (sin la adición de calor) puede causar *fusión por descompresión*, y (3) la *introducción de volátiles* (principalmente agua) puede reducir la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar magma.

## Evolución de los magmas

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 pueden generar lavas que tienen composiciones bastante diferentes (Figura 4.17). Este tipo de datos les llevaron a examinar la posibilidad de que el magma pudiera cambiar (evolucio-



◀ **Figura 4.17** Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Crater Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en sílice 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.)

nar) y, por tanto, llegar a ser 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 y composición de las rocas ígneas

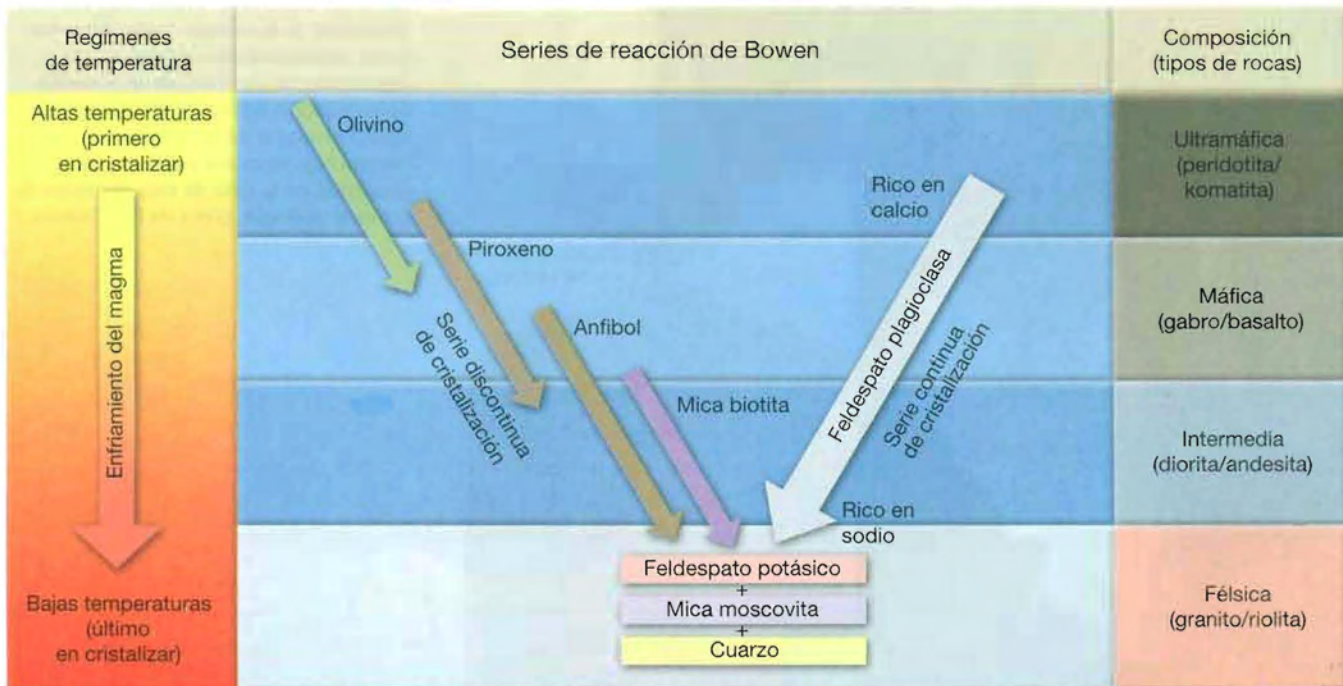
Recordemos que el hielo se congela a una única temperatura mientras que un magma cristaliza en un intervalo de al menos 200 °C. En el laboratorio, el equipo de Bowen demostró que, conforme se enfría un magma basáltico, los minerales tienden a cristalizar de una manera sistemática que está en función de sus puntos de fusión. Como se muestra en la Figura 4.18, el primer mineral que cristaliza a partir de un magma basáltico es el ferromagnesiano 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 de la porción líquida del magma cambia continuamente. Por ejemplo, en la etapa en la que alrededor de una tercera parte del magma se 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 y potasio. Además,

dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50 por ciento de sílice ( $\text{SiO}_2$ ), la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene sólo alrededor del 40 por ciento de sílice, deja el fundido restante más rico en  $\text{SiO}_2$ . Por tanto, el componente 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 4.18. Por esta razón, esta disposición de minerales llegó a ser conocida como **serie de reacción de Bowen** (Recuadro 4.3). Como comentaremos más adelante, en algunos ambientes naturales los minerales formados en primer lugar suelen separarse del fundido, interrumpiendo así cualquier reacción química ulterior.

El diagrama de la serie de reacción de Bowen de la Figura 4.18 describe la secuencia de cristalización de los minerales a partir del magma de una composición media en condiciones de laboratorio. Pruebas de que este modelo de cristalización tan idealizado 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 general en la serie de reacción de Bowen se encuentran juntos en las rocas ígneas. Por ejemplo, nótese en la Figura 4.18 que los minerales cuarzo, feldespato



▲ **Figura 4.18** 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 Figura 4.6. Obsérvese que cada grupo de rocas está definido por minerales que cristalizan en el mismo intervalo de temperaturas.



### Recuadro 4.3 ▶ Entender la Tierra

## Un acercamiento a la serie de reacción de Bowen

Aunque muy idealizada, la serie de reacción de Bowen nos proporciona una representación visual del orden en el que los minerales cristalizan a partir de un magma de composición media (véase Figura 4.18). Este modelo supone que el magma se enfría lentamente en profundidad en un ambiente por lo demás inalterable. Nótese que la serie de reacción de Bowen se divide en dos ramas: una serie discontinua y una serie continua.

**Serie de reacción discontinua.** La rama superior izquierda de la serie de reacción de Bowen indica que, conforme un magma se enfría, el primer mineral que cristaliza es el olivino. Una vez formado, el olivino reaccionará químicamente con el fundido restante para formar piroxeno (Figura 4.18). En esta reacción, el olivino, que está compuesto por tetraedros de sílice-oxígeno aislados, incorpora más sílice en su estructura, de forma que sus tetraedros forman estructuras en cadena características de los piroxenos. (Nota: los piroxenos tienen una temperatura de cristalización más baja que el olivino y son más estables a temperaturas bajas.) Conforme el cuerpo magmático se enfría más, los cristales de piroxeno reaccionarán a su vez con el fundido para generar estructuras de cadena doble típicas de los anfíboles. Esta reacción continuará hasta que se forme el último mineral de la serie, la biotita. En la naturaleza, estas reacciones no suelen transcurrir 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 (véase Figura 4.18). Aquí los iones sodio se difunden en los cristales de feldespato y desplazan los iones calcio en la red cristalina. A menudo, 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 (Figura 4.B).

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, se formará el cuarzo.

**Prueba de la serie de reacción de Bowen.** Durante una erupción del volcán hawaiano Kilauea en 1965, se vertió lava basáltica en el orificio de un cráter, formando un lago de lava que se convirtió en un laboratorio natural para probar la serie de reacción de Bowen. Cuando la superficie del lago de lava se enfrió lo bastante como para formar una corteza, los geólogos perforaron hacia el magma

y extrajeron con periodicidad muestras que se templaron para conservar el fundido y los minerales que crecían en su interior. Mediante el muestreo de la lava en los estadios sucesivos del enfriamiento, se registró una historia de la cristalización.

Como la serie de reacción predice, el olivino cristalizó inicialmente, pero después dejó de formarse y fue parcialmente reabsorbido en el fundido que se enfriaba. (En un cuerpo magmático más grande que se enfriaba más despacio, cabría esperar que la mayor parte del olivino, si no todo, reaccionaría con el fundido y se convertiría en piroxeno.) Lo que es más importante es que la composición del fundido cambió en el curso de la cristalización. A diferencia de la lava basáltica original, que contenía alrededor del 50 por ciento de sílice ( $\text{SiO}_2$ ), el fundido final contenía más del 75 por ciento de sílice y tenía una composición similar al granito.

Aunque la lava en este ambiente se enfriaba rápidamente en comparación con las velocidades observadas en las cámaras magmáticas profundas, lo hacía con suficiente lentitud como para verificar que los minerales cristalizan de una manera sistemática que más o menos va paralela a la serie de reacción de Bowen. Además, si el fundido se hubiera separado en cualquier estadio en el proceso de enfriamiento, habría formado una roca con una composición muy diferente de la lava original.



◀ **Figura 4.B** Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa dividido en zonas. Después de la solidificación de este cristal (compuesto por feldespato rico en calcio), un enfriamiento ulterior provocaría que los iones sodio desplazarán los iones calcio. Dado que no se completó la sustitución, este cristal de feldespato tiene un interior rico en calcio rodeado por zonas progresivamente más ricas en sodio. (Foto de E. J. Tarbuck.)

potásico y moscovita, que están localizados en la misma región del diagrama de Bowen, suelen encontrarse juntos como constituyentes principales de la roca ígnea plutónica *granito*.

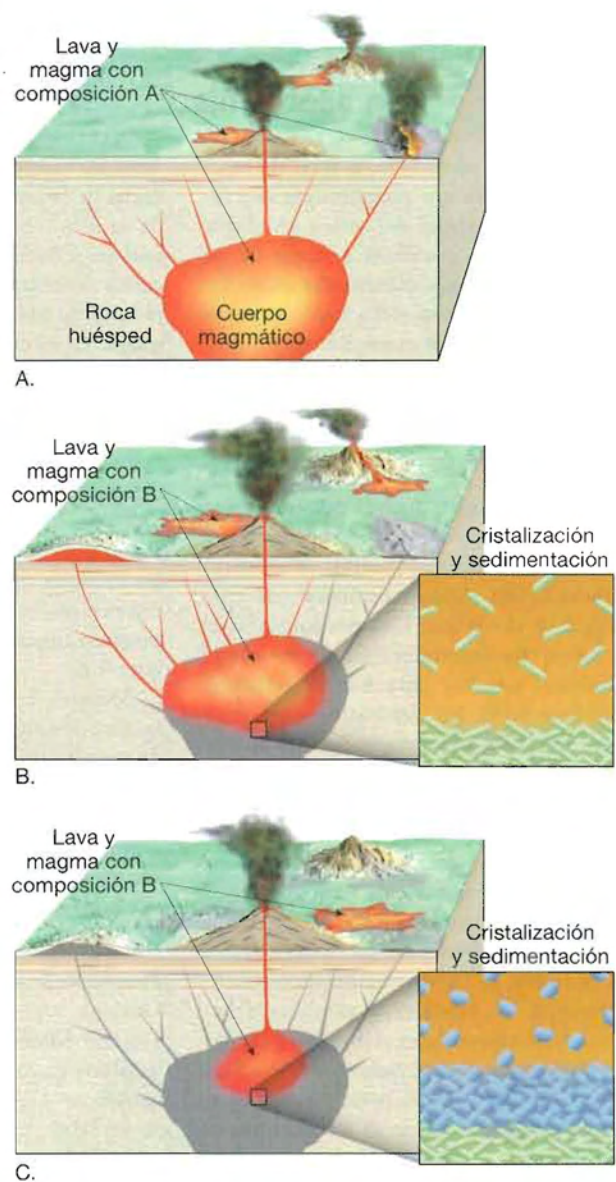
**Diferenciación magmática.** Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir del magma de una manera sistemática. Pero, ¿cómo explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o en más etapas durante la cristalización, puede producirse la separación 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 4.19. 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 4.19). La formación de uno o más magmas secundarios 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 (Estados Unidos), 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 lenta velocidad de solidificación posterior, los cristales de olivino (el primer mineral que se forma) se hundieron y constituyen alrededor del 25 por ciento 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 por ciento de la masa rocosa\*.

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 en el fundido secundario puede generar fracciones adicionales químicamente distintas. Por consiguiente, la diferenciación magmática y la separación de los componentes sólido y líquido en varias etapas de cristalización puede producir varios magmas químicamente diversos y, en último extremo, una variedad de rocas ígneas (Figura 4.19).

### Asimilación y mezcla de magmas

Bowen demostró satisfactoriamente que, a través de la diferenciación magmática, un magma primario puede ge-



▲ **Figura 4.19** Ilustración de la evolución del magma conforme los minerales formados primero (los más ricos en hierro, magnesio y calcio) cristalizan y sedimentan en el fondo de la cámara magmática, dejando el fundido restante más rico en sodio, potasio y sílice ( $\text{SiO}_2$ ). **A.** La localización de un cuerpo magmático y la actividad ígnea asociada genera rocas con una composición similar a la del magma inicial. **B.** Después de un período de tiempo, la cristalización y la sedimentación modifican la composición del fundido y a la vez generan rocas con una composición bastante diferente de la del magma original. **C.** Una mayor diferenciación magmática tiene como consecuencia otro fundido altamente evolucionado con sus tipos de roca asociados.

nerar 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.

\* 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.

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 4.20). 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 «extraña» e incorporarlos en el cuerpo magmático. En ambientes más profundos, el magma puede estar lo suficientemente caliente como para simplemente fundir y asimilar algunas de las rocas calientes de su alrededor, que estén cerca de sus temperaturas de fusión.

Otro medio a través del cual puede alterarse la composición de un cuerpo magmático se denomina **mezcla de magmas**. Este proceso se produce cuando un cuerpo magmático es intruido por otro (Figura 4.20). Una vez combinados, el flujo convectivo puede agitar los dos magmas y generar una mezcla con una composición intermedia. La mezcla de magmas puede ocurrir durante el ascenso de dos cuerpos magmáticos químicamente distintos conforme la masa más flotante alcanza la masa de magma que está ascendiendo con más lentitud.

En resumen, Bowen demostró satisfactoriamente que, mediante la diferenciación magmática, un único magma original puede generar varias rocas ígneas mineralógicamente diferentes. Por tanto, este proceso, de acuerdo con la mezcla de magmas y la contaminación por las rocas de la corteza, explica en parte la gran variedad de magmas

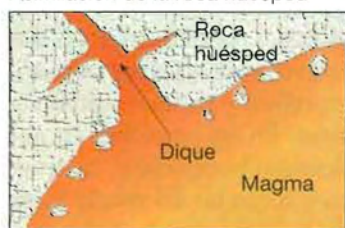
y rocas ígneas. A continuación, consideraremos otro proceso importante, la fusión parcial, que también genera magmas con composiciones variantes.

## Fusión parcial y formación de los magmas

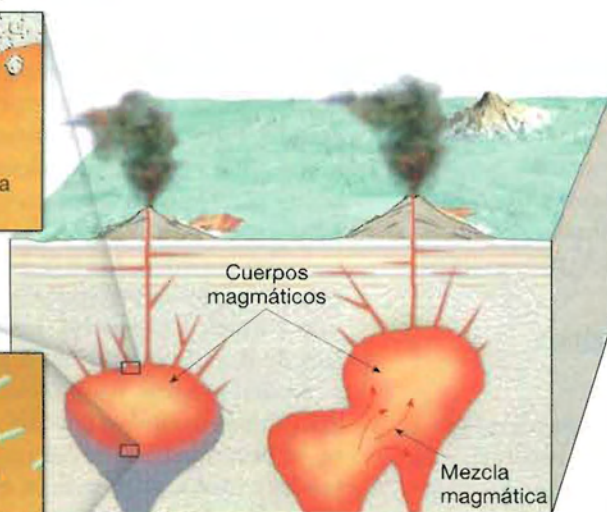
Recordemos que la cristalización de un magma sucede en un intervalo de temperaturas de al menos 200 °C. Como cabe esperar, la fusión, el proceso inverso, abarca un intervalo de temperaturas similar. A medida que la roca empieza a fundirse, los minerales con las temperaturas de fusión más bajas son los primeros que se funden. Si la fusión continúa, los minerales con puntos de fusión más elevados empiezan a fundirse y la composición magmática se aproxima a un ritmo constante a la composición general de la roca a partir de la cual derivó. Sin embargo, es mucho más frecuente que la fusión no sea completa. La fusión incompleta de las rocas se conoce como **fusión parcial**, un proceso que produce la mayor parte, si no la totalidad, de los magmas.

Nótese en la Figura 4.18 que las rocas con una composición granítica están compuestas de minerales con las temperaturas de fusión (cristalización) más bajas: concretamente el cuarzo y el feldespato potásico. Nótese también que, a medida que ascendemos por la serie de reacción de Bowen, los minerales tienen temperaturas de fusión progresivamente más elevadas y que el olivino, que se encuentra en la parte superior, tiene el punto de fusión más elevado. Cuando una roca experimenta la fusión parcial, formará un fundido enriquecido en iones

Asimilación de la roca huésped



Cristalización y sedimentación



◀ **Figura 4.20** 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).

procedentes de minerales con las temperaturas de fusión más bajas. Los cristales no fundidos son los de los minerales con temperaturas de fusión más elevadas. La separación de estas dos fracciones produciría un fundido con una composición química más rica en sílice y más próxima al extremo granítico del espectro que la roca de la que derivó.

## Formación de magmas basálticos

La mayor parte de los magmas basálticos se originan probablemente a partir de la fusión parcial de la roca ultramáfica *peridotita*, el principal constituyente del manto superior. Los magmas basálticos que se originan de la fusión directa de las rocas del manto se denominan magmas *primarios* porque todavía no han evolucionado. La fusión necesaria para producir estos magmas derivados del manto puede estar provocada por una reducción de la presión de confinamiento (fusión por descompresión). Esto puede producirse, por ejemplo, en los lugares donde las rocas del manto ascienden como parte del flujo convectivo de movimiento muy lento en las dorsales centrooceánicas (véase Figura 4.15). Recordemos que los magmas basálticos también se generan en zonas de subducción, donde el agua procedente de la capa descendente de la corteza oceánica provoca la fusión parcial de las rocas del manto (véase Figura 4.16).

Dado que la mayoría de magmas basálticos se forman aproximadamente entre los 50 y los 250 kilómetros por debajo de la superficie, cabe esperar que este material se enfríe y cristalice en profundidad. Sin embargo, conforme el magma basáltico migra hacia arriba, la presión de confinamiento disminuye proporcionalmente y reduce la temperatura de fusión. Como veremos en el siguiente capítulo, existen ambientes en los que los magmas basálticos ascienden lo bastante rápido como para que la pérdida de calor hacia su entorno sea compensada por una disminución de la temperatura de fusión. Por consiguiente, en la superficie de la Tierra son comunes los grandes flujos de magmas basálticos. No obstante, en algunas situaciones, los magmas basálticos que son comparativamente densos se estancarán debajo de las rocas de la corteza y cristalizarán en la profundidad.

## Formación de magmas andesíticos y graníticos

Si la fusión parcial de las rocas del manto genera magmas basálticos, ¿cuál es el origen de los magmas que generan rocas andesíticas y graníticas? Recordemos que los magmas intermedios y félsicos no son expulsados por los volcanes de las cuencas oceánicas profundas; antes bien, se encuentran sólo en los márgenes continentales, o adya-

centes a ellos. Ésta es una prueba evidente de que las interacciones entre los magmas basálticos derivados del manto y los componentes más ricos en sílice de la corteza terrestre generan esos magmas. Por ejemplo, conforme un magma basáltico migra hacia arriba, puede fundir y asimilar algo de las rocas de la corteza a través de las cuales asciende. El resultado es la formación de un magma más rico en sílice de composición andesítica (intermedio entre el basáltico y el granítico).

El magma andesítico puede evolucionar también de un magma basáltico por el proceso de diferenciación magmática. Recordemos, en relación con lo que se comentó sobre la serie de reacción de Bowen, que, conforme se solidifica un magma basáltico, son los minerales ferromagnesianos pobres en sílice los que cristalizan primero. Si estos componentes ricos en hierro se separan del líquido por sedimentación cristalina, el fundido restante, que está ahora enriquecido en sílice, tendrá una composición más parecida a la andesita. Estos magmas evolucionados (cambiados) se denominan *magmas secundarios*.

Las rocas graníticas se encuentran en una cantidad demasiado grande como para que se generen solamente a partir de la diferenciación magmática de los magmas basálticos primarios. Lo más probable es que sean el producto final de la cristalización de un magma andesítico, o el producto de la fusión parcial de las rocas continentales ricas en sílice. El calor para fundir las rocas de la corteza a menudo procede de los magmas basálticos calientes derivados del manto que se formaron por encima de una placa en subducción y que después se sitúan dentro de la corteza.

Los fundidos graníticos tienen un alto contenido en sílice y son por tanto más viscosos (pegajosos) que otros magmas. Por consiguiente, al contrario que los magmas basálticos que producen a menudo enormes flujos de lava, los magmas graníticos suelen perder su movilidad antes de alcanzar la superficie y tienden a producir grandes estructuras plutónicas. En las ocasiones en que los magmas ricos en sílice alcanzan la superficie, las erupciones piroclásticas explosivas, como las del volcán Santa Elena, son lo habitual.

En resumen, la serie de reacción de Bowen es una guía simplificada útil para comprender el proceso de fusión parcial. En general, los minerales de temperatura baja de la parte inferior de la serie de reacción de Bowen se funden primero y producen un magma más rico en sílice (menos basáltico) que la roca madre. Por consiguiente, la fusión parcial de las rocas ultramáficas del manto produce los basaltos máficos que forman la corteza oceánica. Además, la fusión parcial de las rocas basálticas generará un magma intermedio (andesítico) comúnmente asociado con los arcos volcánicos.



## Resumen

- Las *rocas ígneas* se forman cuando un *magma se enfría* y se solidifica. Las rocas ígneas *extrusivas* o *volcánicas* se forman cuando una *lava* se enfría sobre la superficie. El magma que se solidifica en zonas profundas produce rocas ígneas *intrusivas* o *plutónicas*.
- Conforme el magma se enfría los iones que lo componen se disponen según modelos ordenados durante un proceso denominado *crystalización*. El enfriamiento lento se traduce en la formación de cristales bastante grandes. A la inversa, cuando el enfriamiento se produce rápidamente, el resultado es una masa sólida que consiste en diminutos cristales intercrecidos. Cuando el material fundido se enfría instantáneamente, se forma una masa de átomos desordenados a los que se conoce como vidrio.
- Las rocas ígneas se clasifican casi siempre por su *textura* y su *composición mineral*.
- Por textura de una roca ígnea se entiende el aspecto general de la roca basado en el tamaño y disposición de los cristales. El factor más importante que condiciona la textura es la velocidad de enfriamiento del magma. Las texturas comunes de las rocas ígneas son *afanítica*, con granos demasiado pequeños para ser distinguidos a simple vista; *fanerítica*, con cristales intercrecidos de aproximadamente igual tamaño y lo suficientemente grandes para ser identificados a simple vista; *porfídica*, que tiene cristales grandes (*fenocristales*) englobados en una matriz de cristales más pequeños, y *vítrea*.
- La composición mineral de una roca ígnea es consecuencia de la composición química del magma inicial y del ambiente de cristalización. Por consiguiente, la clasificación de las rocas ígneas se corresponde estrechamente con la serie de reacción de Bowen. Las *rocas félsicas* (por ejemplo, el granito y la riolita) se forman a partir de los últimos minerales que cristalizan, el feldespato potásico y el cuarzo, y son de colores claros. Las rocas de composición *intermedia* (por ejemplo, la andesita y la diorita) están formadas por los minerales plagioclasa y anfíbol. Las *rocas máficas* (por ejemplo, el basalto y el gabro) se forman con los primeros minerales que cristalizan (olivino, piroxeno y plagioclasas cálcicas); tienen elevado contenido en hierro, magnesio y calcio, y bajo en silicio, y son de color gris oscuro a negro.
- La composición mineral de una roca ígnea viene determinada en último extremo por la composición química del magma a partir del cual cristalizó. N. L. Bowen descubrió que, conforme se enfría un magma en el laboratorio, los minerales con puntos de fusión más altos cristalizan antes que los minerales con puntos de fusión más bajos. La *serie de reacción de Bowen* ilustra la secuencia de formación mineral en un magma basáltico.
- Durante la cristalización del magma, si los minerales formados primero son más densos que el líquido residual, se depositarán en el fondo de la cámara magmática durante un proceso denominado *sedimentación cristalina*. Debido al hecho de que la sedimentación cristalina elimina los minerales formados en primer lugar, el fundido restante formará una roca con una composición química muy diferente de la del magma inicial. El proceso de formación de más de un tipo de magma a partir de un magma común se denomina *diferenciación magmática*.
- Una vez formado el cuerpo magmático, su composición puede cambiar mediante la incorporación de material extraño, un proceso denominado *asimilación* o por *mezcla magmática*.
- Los magmas se originan a partir de rocas esencialmente sólidas de la corteza y el manto. Además de la composición de las rocas, su temperatura, profundidad (presión de confinamiento) y su contenido en volátiles determinan si estará en forma sólida o líquida. Por tanto, el magma puede generarse *mediante la elevación de la temperatura de una roca*, como ocurre cuando una pluma caliente ascendente del manto «se estanca» debajo de las rocas de la corteza. Una *disminución de la presión* también puede fundir las rocas. Además, la *introducción de volátiles* (agua) puede disminuir el punto de fusión de una roca lo bastante para generar un magma. Dado que la fusión no es generalmente completa, un proceso denominado *fusión parcial* produce un fundido originado a partir de los minerales que funden a menos temperatura, que tienen un contenido más elevado en sílice que la roca original. Por tanto, los magmas generados por fusión parcial están más próximos al extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden.

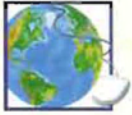
## Preguntas de repaso

1. ¿Qué es un magma?
2. ¿Cómo se diferencia una lava de un magma?
3. ¿Cómo influye la velocidad de enfriamiento en el proceso de cristalización?
4. Además de la velocidad de enfriamiento, ¿qué otros dos factores influyen en el proceso de cristalización?
5. La clasificación de las rocas ígneas se basa fundamentalmente en dos criterios. Nombre esos criterios.
6. Las definiciones siguientes están relacionadas con términos que describen las texturas de las rocas ígneas. Para cada una de ellas, identifique el término apropiado.
  - a) Aperturas producidas por los gases que escapan.
  - b) La obsidiana tiene esta textura.
  - c) Una matriz de cristales finos que rodea a los fenocristales.
  - d) Los cristales son demasiado pequeños para verse a simple vista.
  - e) Una textura caracterizada por dos tamaños de cristales claramente diferentes.
  - f) Grano grueso con cristales de tamaños aproximadamente iguales.
  - g) Cristales excepcionalmente grandes que superan 1 centímetro de diámetro.
7. ¿Por qué los cristales son tan grandes en las pegmatitas?
8. ¿Qué indica una textura porfídica sobre las rocas ígneas?
9. ¿En qué se diferencian el granito y la riolita? ¿En qué se parecen?
10. Compare y contraste cada uno de los siguientes pares de rocas:
  - a) Granito y diorita.
  - b) Basalto y gabro.
  - c) Andesita y riolita.
11. ¿Cómo se diferencian las tobas y las brechas volcánicas de otras rocas ígneas, como los granitos y los basaltos?
12. ¿Qué es el gradiente geotérmico?
13. Describa las tres condiciones que se piensa que originan la fusión de las rocas.
14. ¿Qué es la diferenciación magmática? ¿Cómo podría inducir este proceso la formación de varias rocas ígneas diferentes a partir de un solo magma?
15. Relacione la clasificación de las rocas ígneas con la serie de reacción de Bowen.
16. ¿Qué es la fusión parcial?
17. ¿En qué se diferencia composicionalmente un fundido originado por fusión parcial de la roca de la que procede?
18. ¿Cómo se genera la mayor parte de los magmas basálticos?
19. El magma basáltico se forma a grandes profundidades. ¿Por qué no cristaliza conforme asciende a través de la corteza relativamente fría?
20. ¿Por qué las rocas de composición intermedia (andesítica) y félsica (granítica) *no* se encuentran generalmente en las cuencas oceánicas?

## Términos fundamentales

andesítico	fusión parcial	pasta	textura fanerítica
asimilación	fusión por descompresión	pegmatita	textura pegmatítica
basáltico	gradiente geotérmico	plutónico	textura piroclástica
cristalización	granítico	pórfido	textura porfídica
diferenciación magmática	intermedio	roca ígnea	textura vesicular
extrusivo	intrusivo	sedimentación cristalina	textura vítrea
félsico	lava	serie de reacción de Bowen	ultramáfico
fenocristal	máfico	textura	vidrio
fundido	magma	textura afanítica	volátiles
	mezcla de magmas		volcánico

## 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>