

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 (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 (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2) y el dióxido de azufre (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.

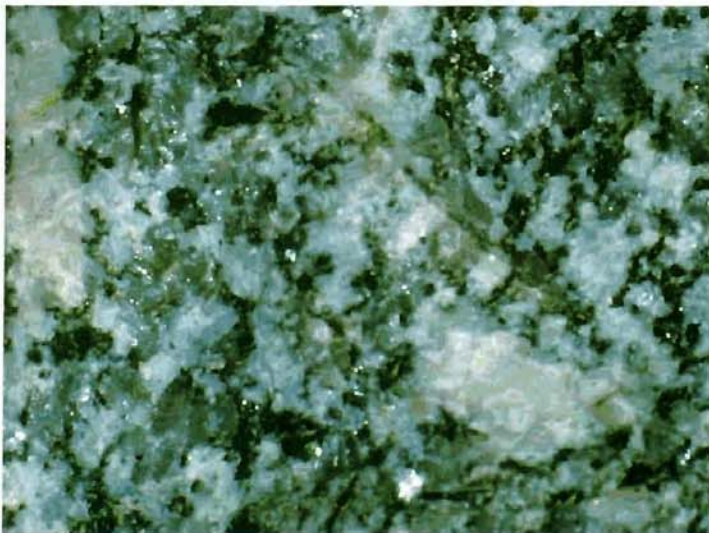
Antes de examinar cómo cristaliza un magma, veamos primero cómo se funde un sólido cristalino sencillo. En cualquier sólido cristalino, los iones están dispuestos según un empaquetado regular. Sin embargo, no carecen de movimiento. Exhiben un tipo de vibración restringida alrededor de puntos fijos. Conforme 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



A.



B.

▲ **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.

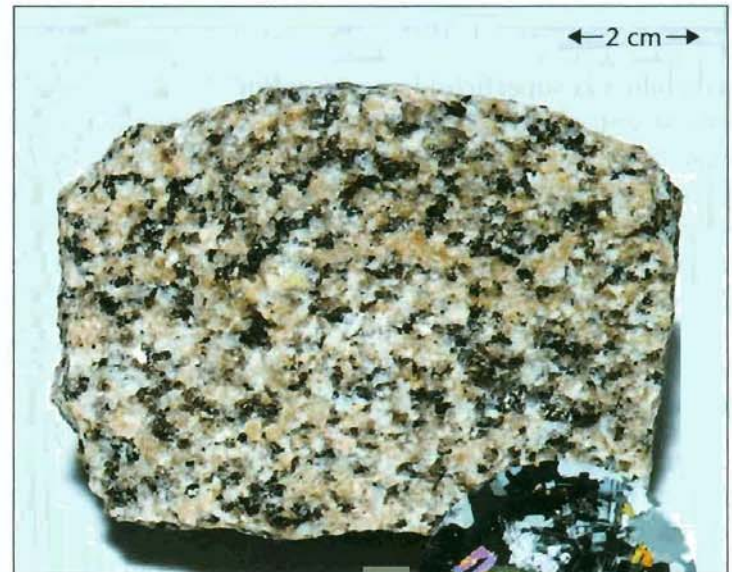
Textura afanítica (de grano fino). Las rocas ígneas, que se forman en la superficie o como masas pequeñas dentro de la corteza superior donde el enfriamiento es relativamente rápido, poseen una estructura de grano muy fino denominada **afanítica** (*a* = no; *phaner* = visible). Por definición, los cristales 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.

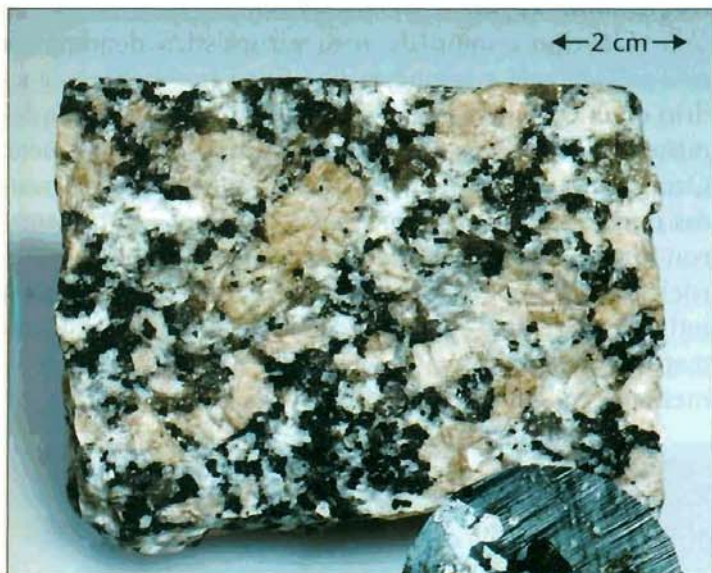
Textura fanerítica (de grano grueso). Cuando grandes masas de magma se solidifican lentamente bastante por debajo de la superficie, forman las rocas ígneas que muestran una estructura de **grano grueso** denominada **fanerítica**. Estas rocas de grano grueso consisten en una masa de cristales intercrecidos 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. Phanerítica



C. Porfídica



D. Vítrea

▲ **Figura 4.2** Texturas de las rocas ígneas. **A.** Afanítica (grano fino). **B.** Phanerítica (grano grueso). **C.** Porfídica (granos grandes rodeados por una matriz). **D.** Vítrea (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 **pór-fido**.

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.

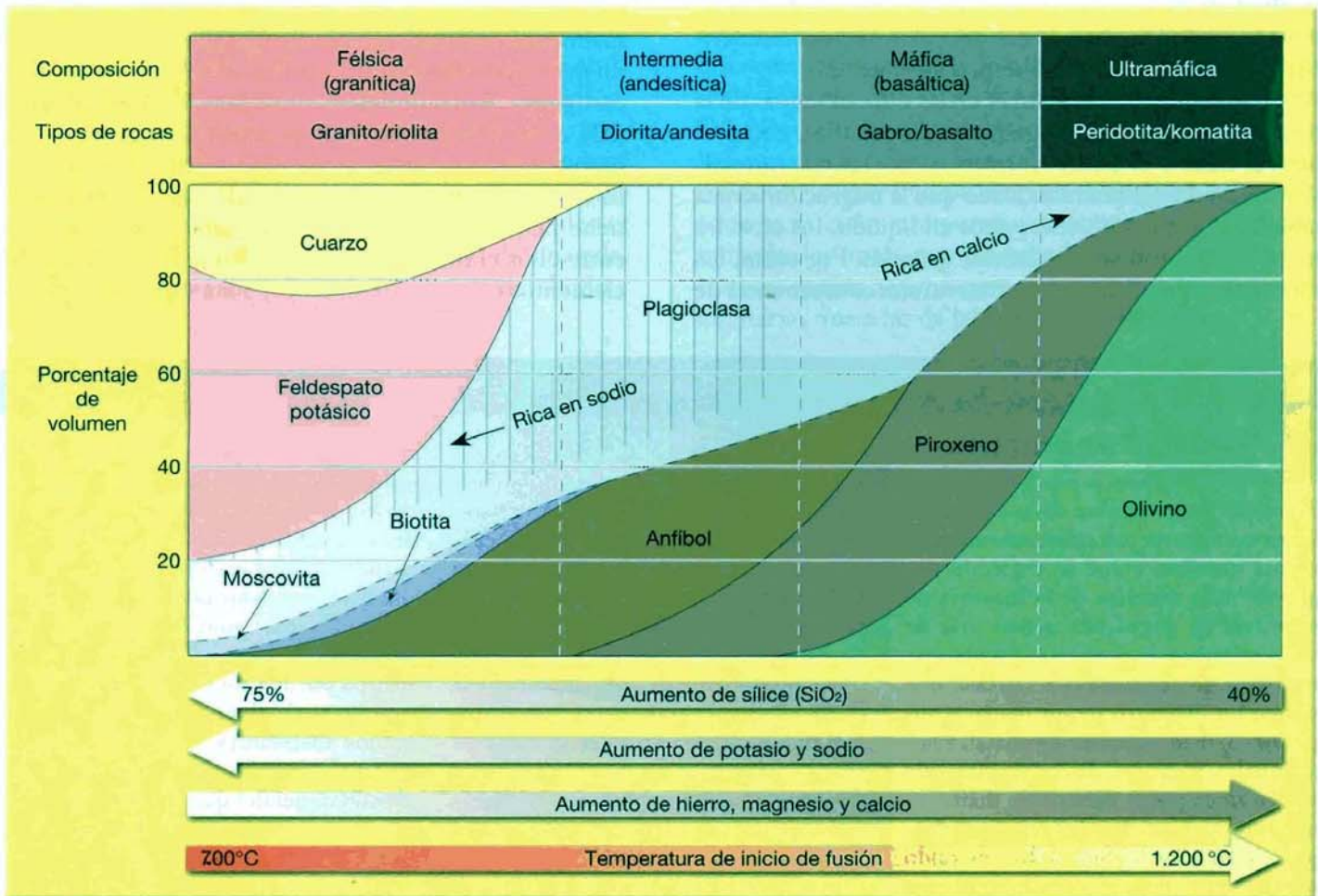
Conforme el magma se enfría y solidifica, esos elementos se combinan para formar dos grupos importantes de silicatos. Los *silicatos oscuros* (o *ferromagnesianos*) son minerales ricos en hierro y en magnesio, o en ambos, y normalmente con bajo contenido en sílice. El *olivino*, el *piroxeno*, el *anfíbol* y la *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*. 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 (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

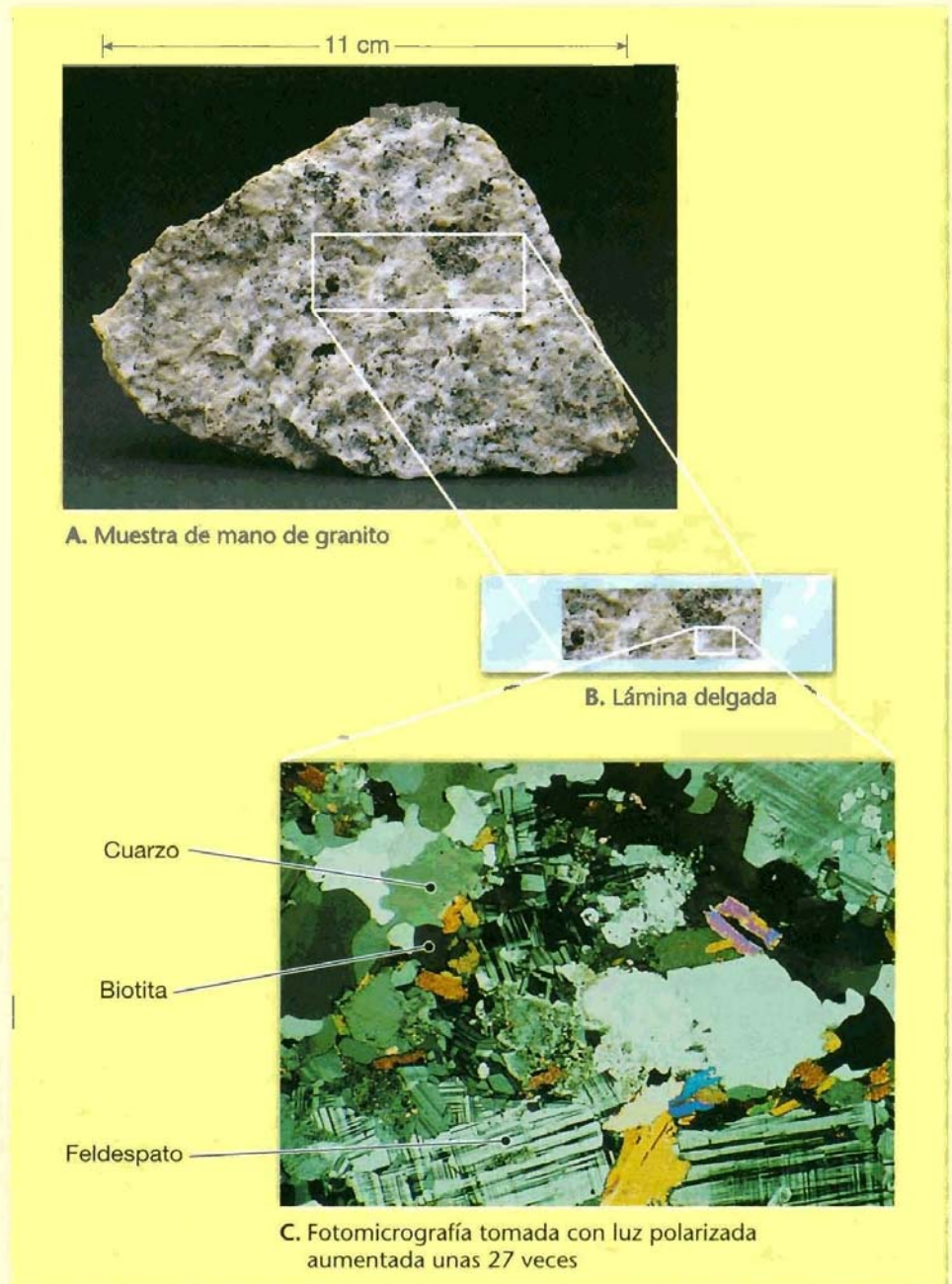
Las rocas ígneas se clasifican en función de su composición mineral y de su textura. Cuando analizan las muestras, los geólogos las examinan de cerca para identificar los minerales presentes y determinar el tamaño y la disposición de los cristales. Si esto ocurre en el campo, los geólogos utilizan técnicas *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.)

