

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

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

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

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

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

Cristalización de un magma

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

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

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

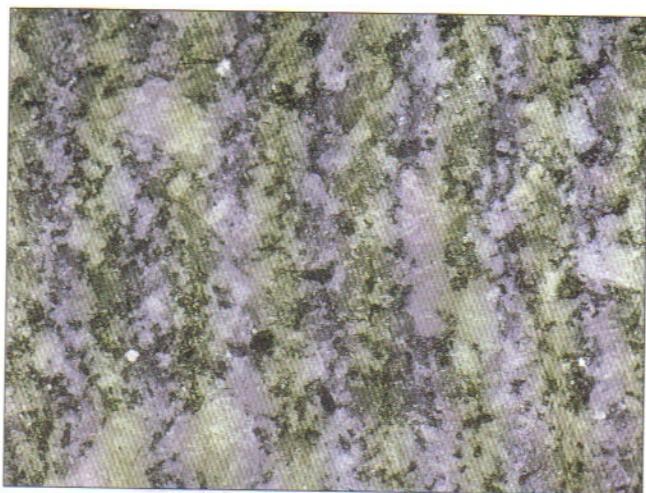
Cuando los iones están suficientemente alejados y vibran con suficiente rapidez como para superar la fuerza de los enlaces químicos, el sólido empieza a fundirse. En esta etapa, los iones pueden deslizarse unos al lado de otros, y así desintegrar su estructura cristalina ordenada. Por tanto, la fusión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

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

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

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

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



A



B

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

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

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



Texturas ígneas

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

Factores que afectan al tamaño de los cristales

Tres factores contribuyen a la textura de las rocas ígneas: (1) *la velocidad a la cual se enfría el magma*; (2) *la cantidad de*

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

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

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

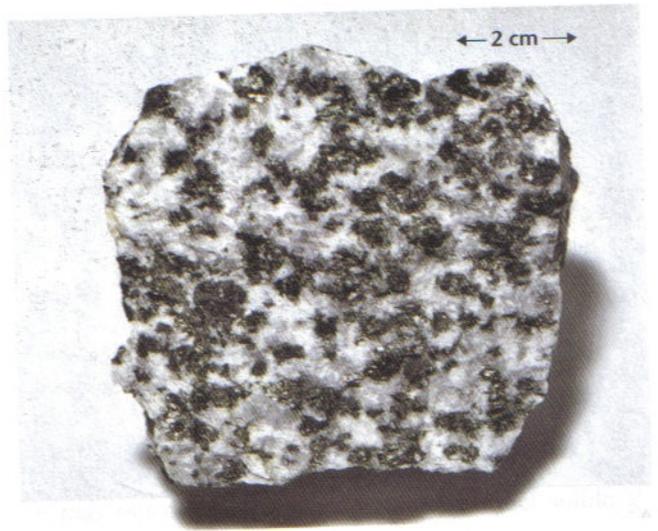
Cuando el material fundido se enfría rápidamente puede no haber tiempo suficiente para que los iones se dispongan en una red cristalina. A las rocas que consisten en iones desordenados se las denomina **vidrios**.

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



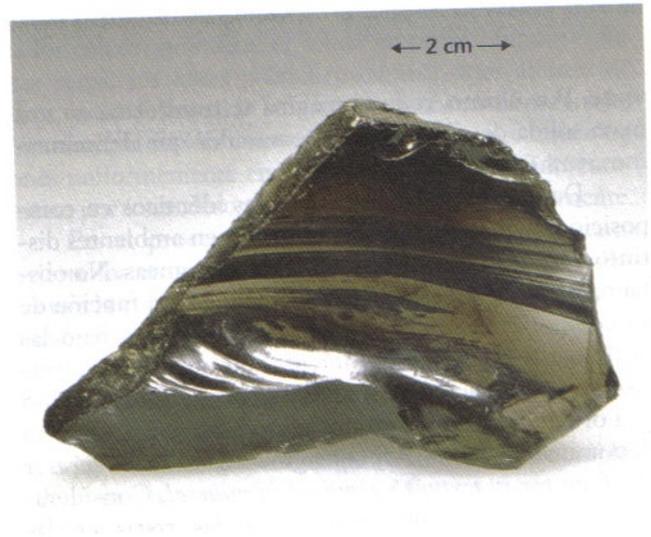
A. Afanítica



B. Fanerítica



C. Porfídica



D. Vítrea

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

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

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

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

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

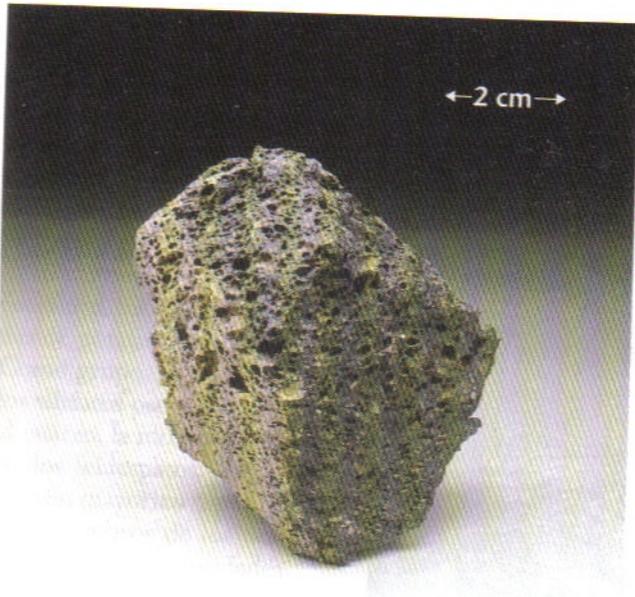


Figura 3.3 La escoria es una roca volcánica que exhibe una textura vesicular. Las vesículas son agujeros pequeños que quedan cuando escapan las burbujas de gas. (Foto de E. J. Tarbuck).

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

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

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

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

En algunos lugares aparecen capas de obsidiana (denominadas coladas de obsidiana) de varias decenas de centímetros (Figura 3.4). Por tanto, el enfriamiento rápido no es el único mecanismo mediante el cual puede formarse una textura 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 extruido como una masa extremadamente viscosa que acaba solidificando como un vidrio. Por el contrario, el magma basáltico, que contiene poco sílice, forma lavas muy fluidas que, tras enfriarse, suelen generar rocas cristalinas de grano fino. Sin embargo, la superficie de la lava basáltica puede enfriarse con la suficiente rapidez como para dar lugar a una fina capa vítrea. Además, los volcanes hawaiianos a veces generan coladas de lava que arrojan la lava basáltica decenas de metros en el aire. Una actividad de este tipo puede producir hileras de vidrio volcánico denominado **caballos de Pele**, que reciben su nombre de la diosa hawaiiana de los volcanes.

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

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



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

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

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



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

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



Composiciones ígneas

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

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

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

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

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

Serie de reacción de Bowen

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

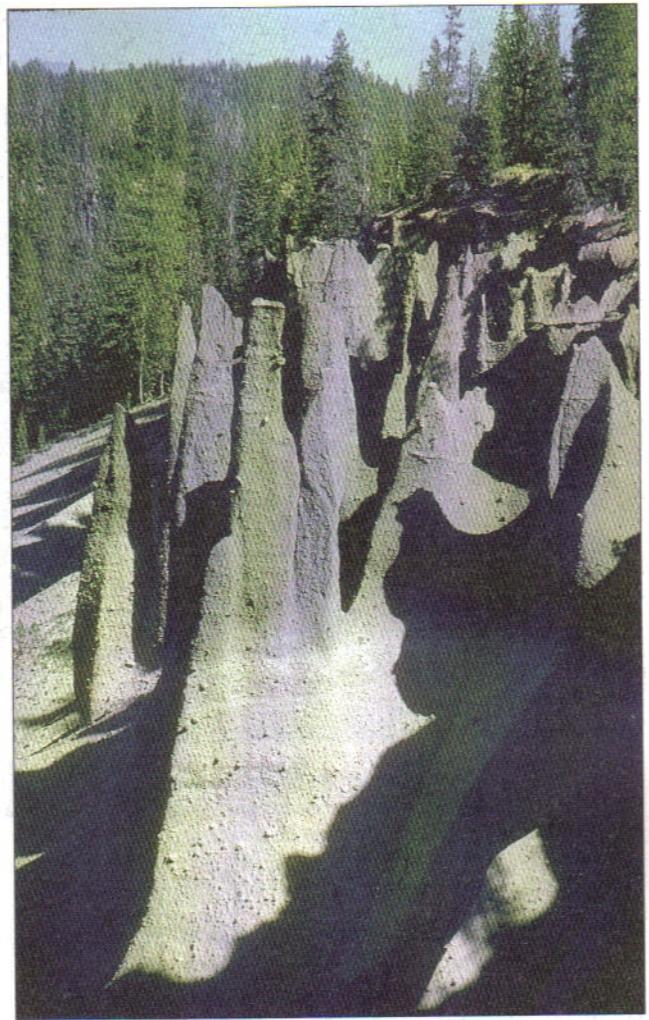


Figura 3.6 Cenizas y pumitas expulsadas durante una gran erupción del monte Mazama (Crater Lake). Obsérvese la gradación desde cenizas ricas en silicio y colores claros en la base hasta rocas de colores oscuros en la parte superior. Es probable que antes de esta erupción el magma empezara a segregarse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

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

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

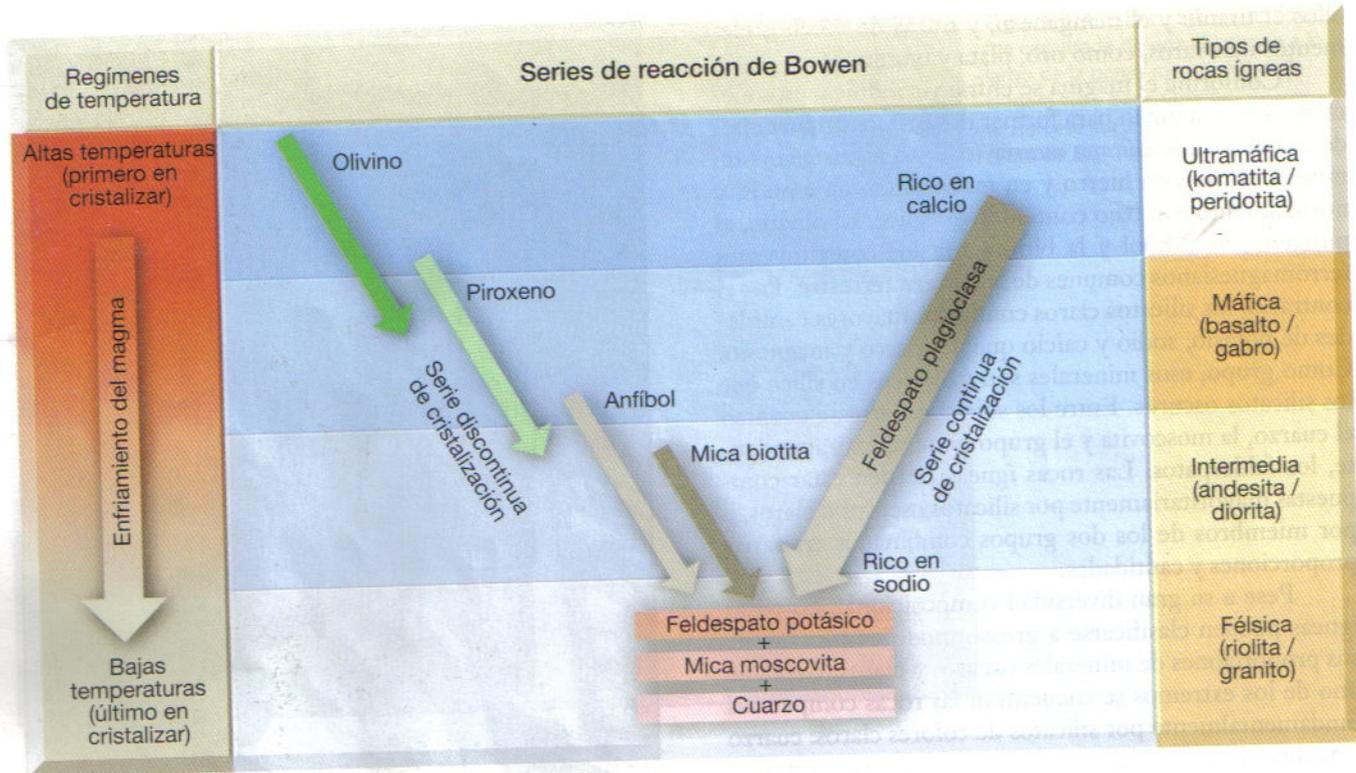


Figura 3.7 La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en la cual cristalizan los minerales a partir de un magma. Compare esta figura con la composición mineral de los grupos de rocas de la Tabla 3.1. Obsérvese que cada grupo de rocas está definido por minerales que cristalizan en el mismo intervalo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

ma ha solidificado, el fundido carecerá casi por completo de hierro, magnesio y calcio porque esos elementos son constituyentes de los minerales que se formaron primero. La eliminación de esos elementos del fundido hará que se enriquezca en sodio, potasio y aluminio. Además, dado que el magma basáltico original contenía alrededor del 50% de sílice (SiO_2) la cristalización del mineral formado primero, el olivino, que contiene sólo alrededor del 40% de sílice, deja el fundido restante más rico en SiO_2 . Por tanto la cantidad de sílice del fundido también se enriquece conforme evoluciona el magma.

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

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

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

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

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

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

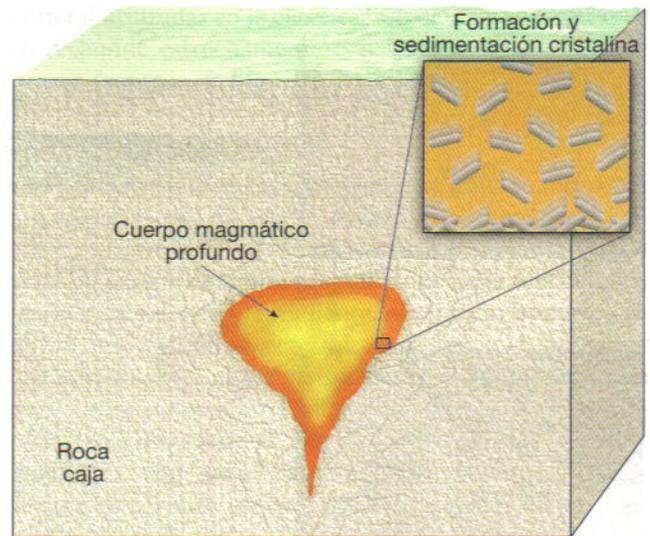
Durante la última etapa de la cristalización, después de que se haya solidificado gran parte del magma, se forma el feldespato potásico. Se formará moscovita en las pegmatitas y otras rocas ígneas plutónicas que cristalizan a profundidades considerables. Por último, si el magma remanente tiene exceso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

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

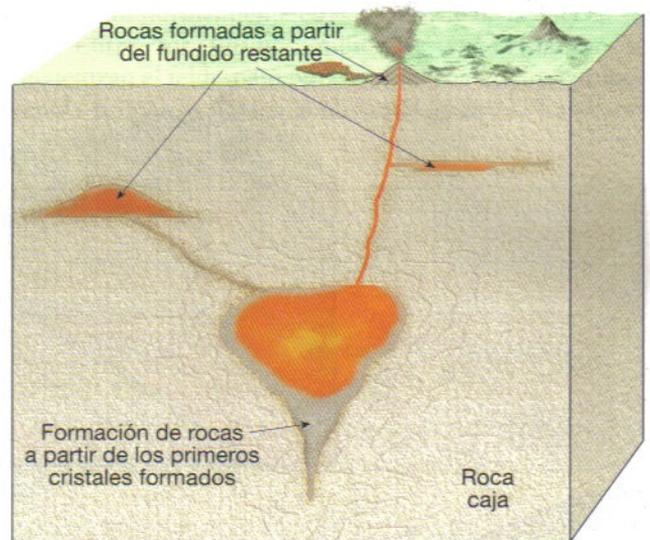
Diferenciación magmática

Bowen demostró que los minerales cristalizan a partir de un magma de una manera ordenada y sistemática. Pero, ¿cómo explica la serie de reacción de Bowen la gran diversidad de rocas ígneas? Se ha demostrado que, en una o en más etapas durante la cristalización, puede producirse la separación de los componentes sólido y líquido de un magma. Un ejemplo es la denominada **sedimentación cristalina**. Este proceso ocurre si los minerales formados en primer lugar son más densos (más pesados) que la porción líquida y se hunden hacia el fondo de la cámara magmática, como se muestra en la Figura 3.8A. Cuando la colada restante se solidifica (ya sea en el lugar donde se encuentra o en otra localización si migra a través de las fracturas de las rocas circundantes), formará una roca con una composición química muy diferente del magma inicial (Figura 3.8B). La formación de más de un magma a partir de un solo magma inicial se denomina **diferenciación magmática**.

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



A



B

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

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

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

Asimilación de roca huésped



Sedimentación cristalina

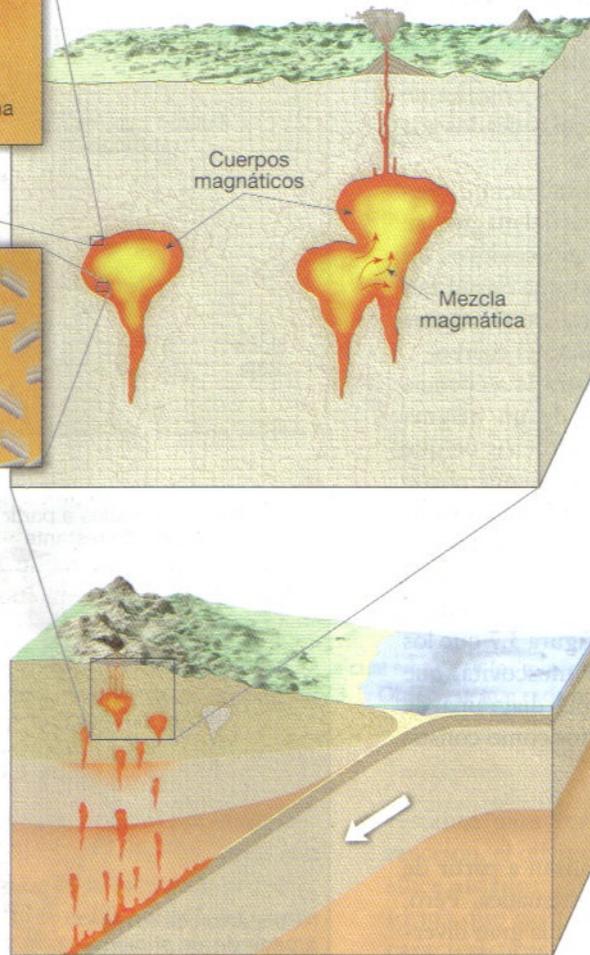


Figura 3.9 Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: mezcla magmática; asimilación de la roca huésped; y sedimentación cristalina (diferenciación magmática).

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

Asimilación y mezcla de magmas

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

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

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

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

Denominación de las rocas ígneas

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

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

Tipos de rocas ígneas

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

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

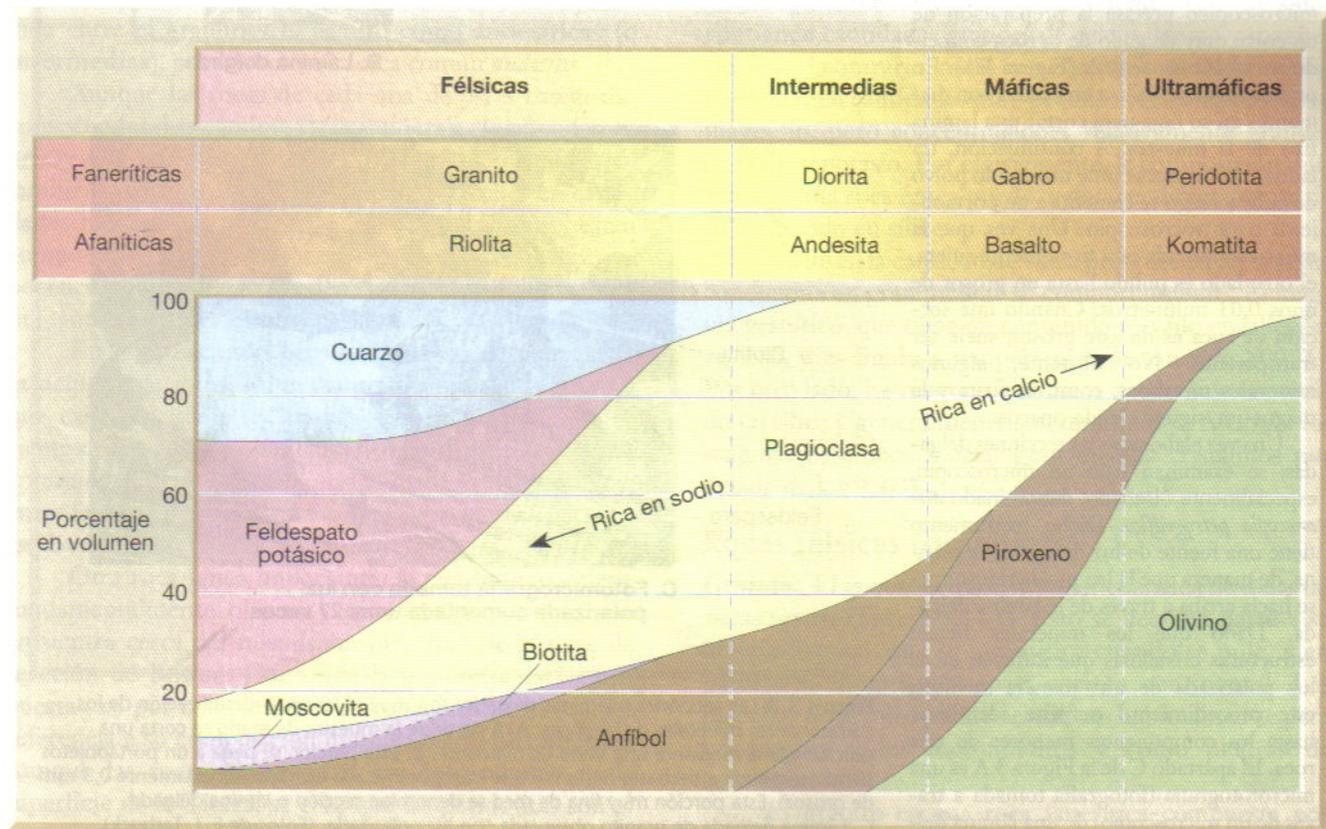


Figura 3.10 Mineralogía de las rocas ígneas comunes. Las rocas faneríticas (de grano grueso) son plutónicas, y solidifican en zonas profundas del interior de la Tierra. Las rocas afaníticas (grano fino) son volcánicas o solidifican cerca de la superficie de la Tierra. (Tomado de Dietrich).

Tabla 3.1 Clasificación de las rocas ígneas

	Félsicas (graníticas)	Intermedias (andesíticas)	Máficos (basálticos)	Ultramáficos
Faneríticas (grano grueso)	Granito	Diorita	Gabro	Peridotita
Afaníticas (grano fino)	Riolita	Andesita	Basalto	Komatita (rara)
Composición mineral	Cuarzo Feldespato potásico Plagioclasa sódica	Anfíbol Plagioclasa intermedia	Plagioclasa cálcica Piroxeno	Olivino Piroxeno
Constituyentes minerales menores	Moscovita Biotita Anfíbol	Piroxeno Anfíbol Biotita	Olivino Anfíbol	Plagioclasa cálcica
Color de la roca basado en el % de minerales oscuros (máficos)	Colores claros Menos del 15% de minerales oscuros	De colores medios 15-40% de minerales oscuros	Gris oscuro a negro Más del 40% de minerales oscuros	Verde oscuro a negro Casi un 100% de minerales oscuros

ígneas en las cuales predominan estos dos minerales se dice que tienen una composición **granítica**. Los geólogos se refieren también a las rocas graníticas como **félsicas**, término derivado de *feldespato* y *silíce* (cuarzo).

Las rocas ígneas intermedias contienen minerales encontrados cerca de la mitad de la serie de reacción de Bowen. El anfíbol y las plagioclasas Na-Ca son los principales constituyentes de este grupo. Nos referiremos a las rocas que tienen una composición mineral comprendida entre el granito y el basalto como **andesíticas** (o **intermedias**), por la roca volcánica común *andesita*.

Aunque las rocas de cada una de estas categorías consisten fundamentalmente en minerales localizados en una región específica de la serie de reacción de Bowen, también suelen estar presentes otros minerales en cantidades menores. Por ejemplo, las rocas graníticas están compuestas fundamentalmente de cuarzo y de feldespato potásico, pero también pueden contener moscovita, biotita, anfíbol y plagioclasa rica en sodio (véase Tabla 3.1).

En esta discusión hemos identificado tres grupos principales de rocas; sin embargo es importante resaltar que existen entre ellas gradaciones (Figura 3.10). Por ejemplo, una roca ígnea intrusiva abundante denominada *granodiorita* tiene una composición mineral intermedia entre la correspondiente a las rocas *graníticas* (félsicas) y las *dioritas* (composición intermedia).

Otra roca ígnea importante, la *peridotita*, contiene fundamentalmente olivino y piroxeno, y por tanto se encuentra cerca del mismísimo principio de la serie de reacción de Bowen. Dado que la peridotita está compuesta casi por completo por 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.

Un aspecto importante de la composición química de las rocas ígneas es su contenido en sílice (SiO₂).

Recordemos que la mayoría de los minerales encontrados en las rocas ígneas contiene algo de sílice. Normalmente, el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje por debajo del 50%, en las rocas basálticas, y un porcentaje por encima del 70%, en las rocas graníticas. 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 calcio, hierro y magnesio. Por el contrario, rocas con elevado contenido en sílice contienen cantidades muy pequeñas de calcio, hierro y magnesio, pero concentraciones relativamente grandes de 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 viscoso, y es fluido a temperaturas de tan solo 800 °C. Por otro lado, los magmas basálticos tienen bajo contenido en sílice y generalmente son más fluidos. Además, los magmas basálticos son en gran medida cristalinos por debajo de los 950 °C.

Rocas félsicas (graníticas)

Granito. El *granito* es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 3.11A). 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 planchas de granito pulido se utilizan habitualmente para las tumbas y los monumentos y como piedras de construcción.

El granito es una roca fanerítica compuesta por alrededor de 25% a 35% de cuarzo y más del 50% de feldespato potásico y de plagioclasa rica en sodio. Los cristales de cuarzo, de forma aproximadamente esférica, sue-



A. Granito

Vista de cerca



B. Riolita

Vista de cerca



Figura 3.11 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).

len ser vítreos y de color claro a gris claro. Al contrario que los del cuarzo, 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.

Otros constituyentes comunes del granito son la moscovita y algunos silicatos oscuros, en particular la biotita y el anfíbol. Aunque los componentes oscuros constituyen generalmente menos del 20% de la mayor parte de los granitos, los minerales oscuros destacan más de lo que indicaría su porcentaje.

Cuando el feldespato potásico es dominante y su color es rosa oscuro, el granito parece casi rojizo. Esta variedad es popular como piedra de construcción. Sin embargo, a menudo, los granos de feldespato del granito son de colores entre blanco y gris, de manera que cuando se mezclan con cantidades menores de silicatos oscuros la roca tiene un color gris claro.

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

El granito y otras rocas cristalinas relacionadas suelen ser productos de los procesos que generan las montañas. Dado que el granito es un producto secundario de la formación de montañas, y muy resistente a la meteoriza-

ción, frecuentemente forma el núcleo de las 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 intrusiva de grano grueso compuesta fundamentalmente de silicatos claros. 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. Dado que las rocas ígneas se clasifican en función de 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 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 3.11).

Como el granito, la riolita está compuesta fundamentalmente de silicatos de color claro (Figura 3.11B).

Este hecho explica su color, que suele ser de marrón claro a rosa o, a veces un gris muy claro. La riolita suele ser afanítica y contiene frecuentemente fragmentos vítreos y huecos que indican un rápido enfriamiento en un ambiente superficial. En ese caso, cuando la riolita contiene fenocristales, son normalmente pequeños y están compuestos por cuarzo o por feldespato potásico. Al contrario que el granito, la riolita es bastante infrecuente. El parque Yellowstone es una excepción bien conocida. Aquí, los depósitos de lavas riolíticas y los de cenizas de composición similar son abundantes.

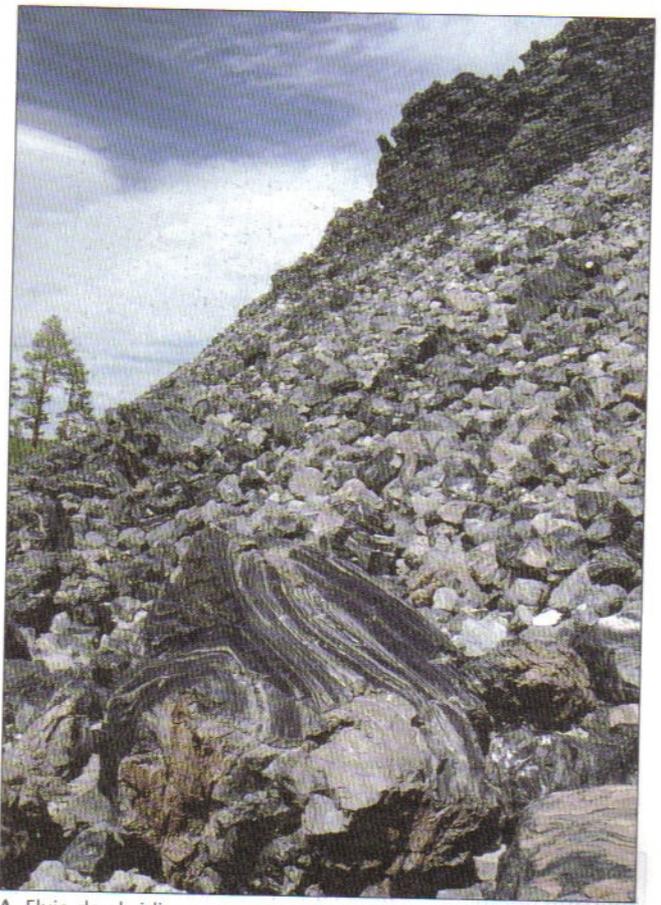
Obsidiana. La *obsidiana* es una roca vítrea de color oscuro que normalmente se forma cuando lava rica en sílice se enfría rápidamente (Figura 3.12). Al contrario que en los minerales donde hay una disposición ordenada de los iones, *en el vidrio, los iones están desordenados*. Por consiguiente, las 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 3.12). Por tanto, su composición es más semejante a la de las rocas ígneas claras, como el granito, que a las rocas oscuras de composición basáltica. Por sí mismo, el sílice es claro como el cristal de las ventanas; el color oscuro es 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 americanos nativos 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 3.13). 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.

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



A. Flujo de obsidiana.



B. Muestra de mano de una obsidiana.

Figura 3.12 La obsidiana es una roca vítrea de color oscuro formada a partir de lava rica en sílice. (Fotos de E. J. Tarbuck).

que rodean el océano Pacífico son de composición andesítica. La andesita muestra frecuentemente una textura porfídica (Figura 3.14). Cuando éste es el caso, los fenocristales suelen ser cristales claros y rectangulares de plagioclasa o cristales negros y alargados de hornblenda.

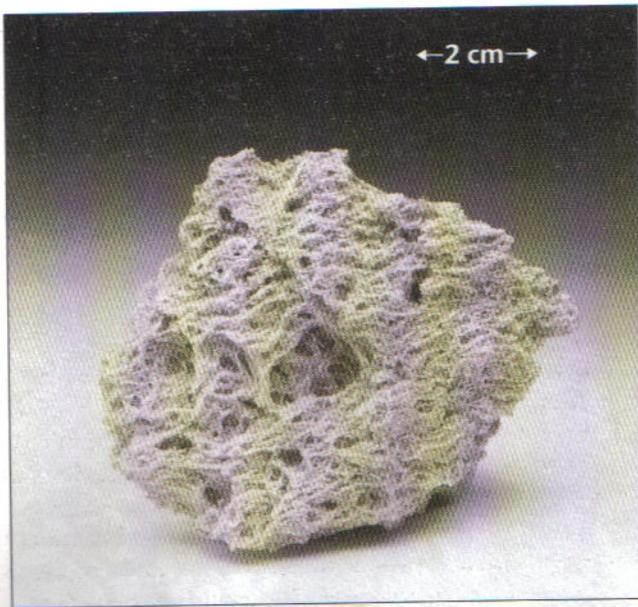


Figura 3.13 Pumita, una roca vítrea que contiene numerosas vesículas. (Foto de E. J. Tarbuck).

Diorita. La *diorita* 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. 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 son aproximadamente iguales en abundancia, la diorita tiene un aspecto de “sal y pimienta” (Figura 3.15).

Rocas máficas (basálticas)

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

por piroxeno y plagioclasa rica en calcio con cantidades menores de olivino y anfíbol (Figura 3.16A). 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. 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 4.9). 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 3.16B). 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 no es un constituyente común de la corteza continental, indudablemente constituye un porcentaje significativo de la corteza oceánica. Aquí, grandes proporciones del magma que formó los depósitos subterráneos que una vez alimentaron las erupciones basálticas acabaron por solidificar en profundidad, formando gabros.

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,

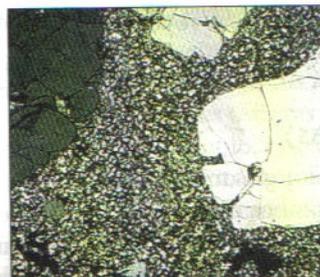
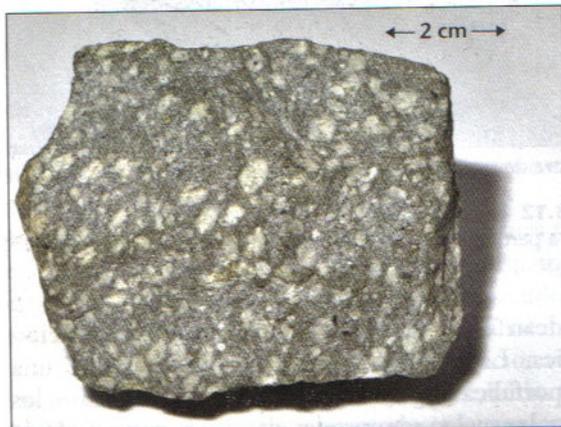
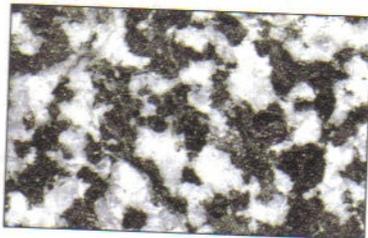
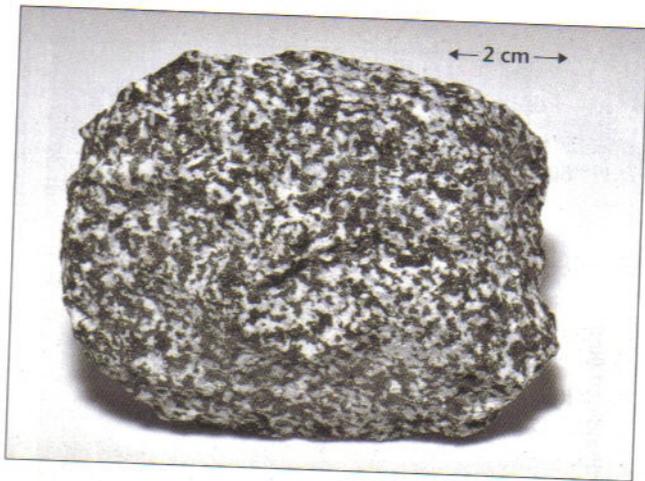


Figura 3.14 Andesita porfídica. A. Muestra de mano de un pórfido andesítico, una roca volcánica común. B. Microfotografía de una sección delgada de un pórfido andesítico para ver su textura. Obsérvese que unos pocos cristales grandes (fenocristales) están rodeados de cristales mucho más pequeños (matriz microgranuda). (Foto de E. J. Tarbuck).



Vista de cerca

Figura 3.15 La diorita es una roca ígnea fanerítica de composición intermedia. (Foto de E. J. Tarbuck).

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 solidificaron en el aire, bloques que se rompen 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*



A. Basalto



Vista de cerca



B. Gabro



Vista de cerca

Figura 3.16 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).

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

Tectónica de placas y rocas ígneas

El origen de los magmas ha sido un tema controvertido en geología casi desde el mismo comienzo de esta ciencia. ¿Cómo se forman los magmas de distintas composiciones? ¿Por qué los volcanes de las cuencas oceánicas profundas expulsan fundamentalmente lavas basálticas, mientras que los situados en los márgenes continentales adyacentes a las fosas oceánicas expulsan fundamentalmente lavas andesíticas? ¿Por qué las rocas basálticas son comunes en la superficie de la Tierra, mientras que la mayor parte del magma granítico está situado en zonas profundas? La teoría de la tectónica de placas nos proporciona algunas respuestas.

Origen de los magmas

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 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. En un ambiente próximo a la superficie, las rocas graníticas ricas en sílice empiezan a fundirse a temperaturas de unos 750 °C, mientras que las rocas basálticas deben ser calentadas a temperaturas superiores a los 1000 °C antes de comenzar a fundirse. Además de un aumento de la temperatura, una roca que está próxima a su punto de fusión puede empezar a fundirse si disminuye la presión de confinamiento, o si se introducen líquidos (volátiles). Consideraremos el papel que desempeñan en la generación de magmas el calor, la presión y las sustancias volátiles.

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**

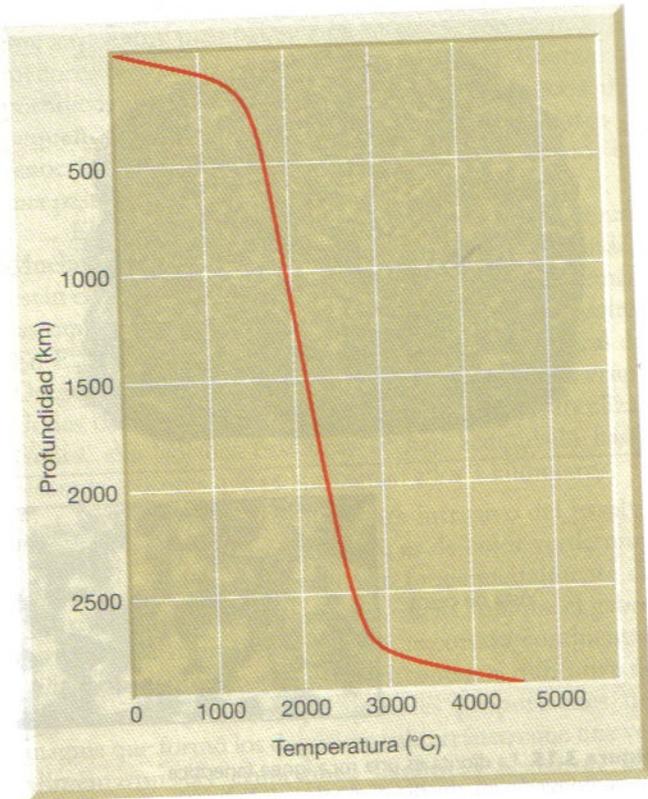


Figura 3.17 Este gráfico muestra la distribución de temperaturas calculadas para el manto y la corteza. Obsérvese que la temperatura aumenta significativamente desde la superficie hasta la base de la litosfera y que el gradiente de temperatura (ritmo de cambio) es mucho menor en el manto. Dado que la 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 desciende).

(Figura 3.17). A partir de este último se sabe que la temperatura a 100 kilómetros oscila entre 1.200 °C y 1.400 °C, mientras que la temperatura en el límite núcleo-manto se calcula que es de aproximadamente 4.500 °C y puede superar los 6.700 °C en el centro de la Tierra*.

Hay varias maneras por medio de las cuales el calor desempeña su papel en la formación de los magmas. En primer lugar, en las zonas de subducción, se piensa que la fricción genera calor conforme las rocas se deslizan unas sobre otras. En segundo lugar, las rocas pueden calentarse durante la subducción a medida que descienden hacia una zona de mayor temperatura. En tercer lugar, el material caliente profundo puede ascender y fundir las rocas localizadas cerca de la superficie. Aunque todos estos procesos generan algo de magma, las cantidades suelen

*Tratamos las fuentes de calor para el gradiente geotérmico en el Capítulo 17.

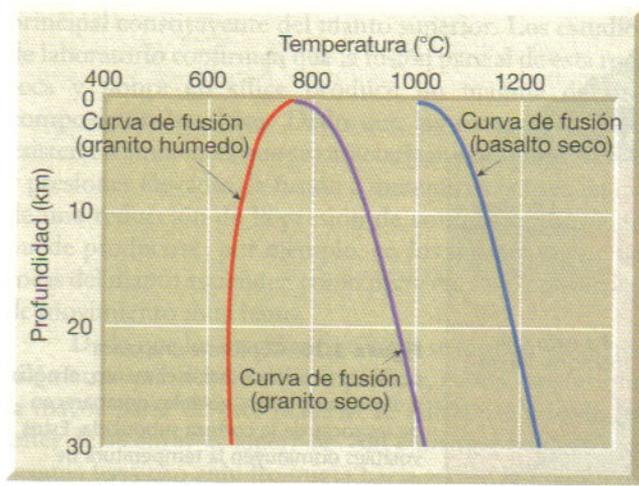


Figura 3.18 Curvas idealizadas de temperatura de fusión. Estas curvas muestran las temperaturas mínimas necesarias para fundir una roca dentro de la corteza terrestre. Obsérvese que el granito y el basalto anhidros funden a temperaturas cada vez más elevadas conforme aumenta la profundidad. Por el contrario, la temperatura de fusión del granito húmedo disminuye en realidad a medida que aumenta la presión de confinamiento.

ser pequeñas y la distribución está muy localizada. Como examinaremos a continuación, la mayor parte del magma se genera sin la adición de calor.

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 la presión de confinamiento (Figura 3.18). 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, se dispara la fusión. 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 las dorsales oceánicas donde las placas se están separando (Figura 3.19).

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

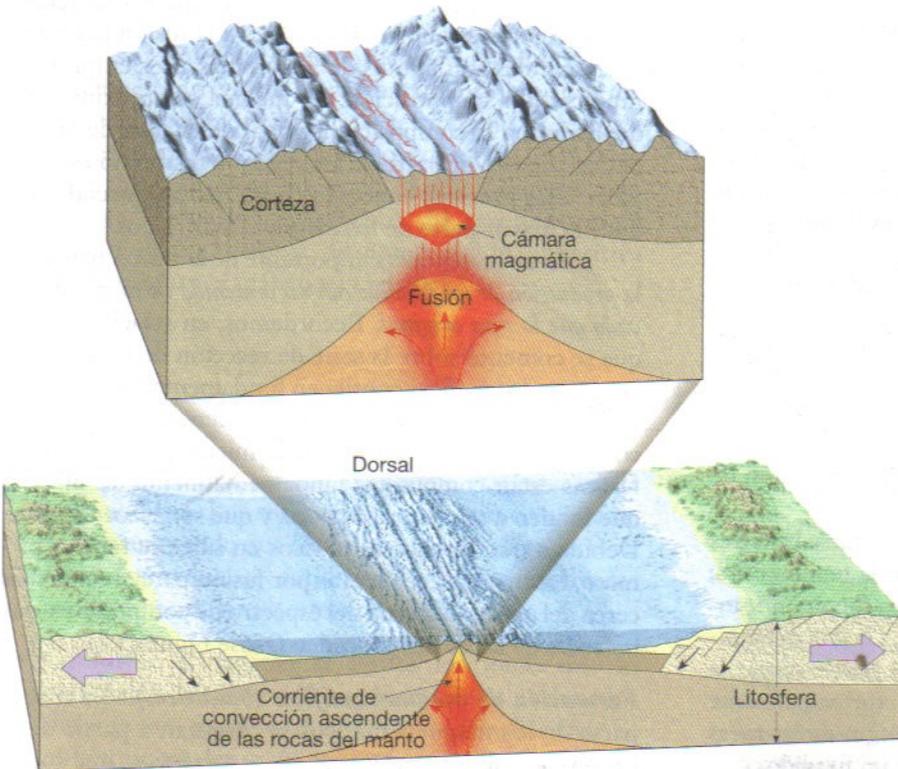


Figura 3.19 Conforme asciende una roca caliente del manto, se desplaza continuamente hacia zonas de menor presión. Esta disminución de la presión de confinamiento puede desencadenar la fusión, incluso sin calor adicional.

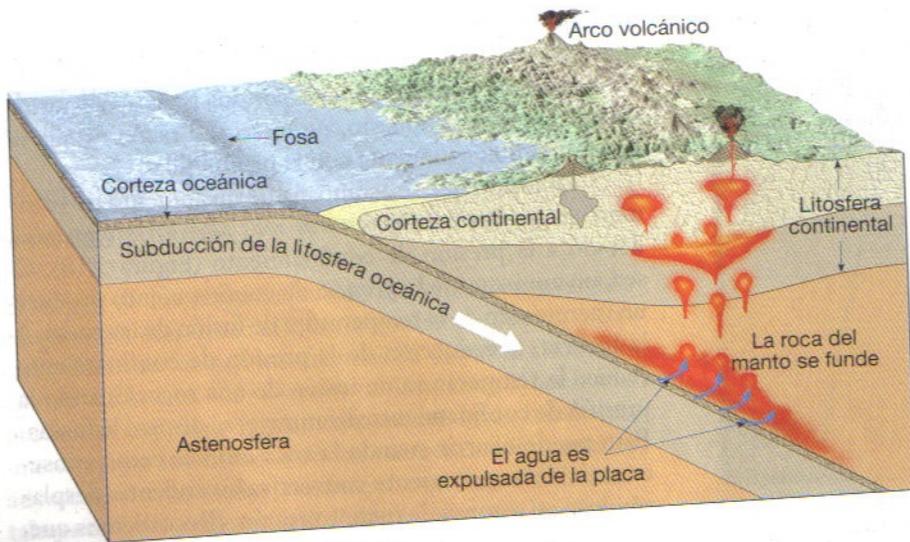


Figura 3.20 Conforme una placa oceánica descende hacia el manto, el agua y otros compuestos volátiles desaparecen de las rocas de la corteza subducida. Estos volátiles disminuyen la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar fusión.

inferiores. 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 3.18). 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 regiones donde láminas frías de litosfera oceánica descienden hacia el manto (Figura 3.20). 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 del manto lo suficiente como para generar pequeñas cantidades de fundidos.

Una vez que se forma suficiente roca fundida, ascenderá flotando hacia la superficie. En un ambiente continental, el cuerpo magmático puede “estancarse” debajo de las rocas de la corteza, que están muy cerca de su temperatura de fusión. Esto provoca la generación 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, y (3) la *introducción de volátiles* (principalmente agua) puede reducir la temperatura de fusión de las rocas del manto lo bastante como para generar un fundido.

Fusión parcial y composiciones magmáticas

Existe una diferencia importante entre la fusión de una sustancia sencilla, como el hielo, y la fusión de las rocas ígneas, que son mezclas de varios minerales. El hielo se funde a una temperatura específica, mientras que las rocas ígneas se funden a lo largo de un intervalo de temperaturas del orden de 200 °C. Conforme una roca se va calentando, los primeros en fundirse son los minerales con los menores puntos de fusión. Si la fusión continúa, los minerales con puntos de fusión más altos empiezan a fundirse y la composición del magma se aproxima gradualmente a la composición global de la roca de la cual deriva. La mayor parte de las veces, la fusión no es completa. Este proceso, conocido como **fusión parcial**, produce la mayor parte de los magmas, sino todos.

Una consecuencia importante de la fusión parcial es la *producción de un fundido con un contenido en sílice más elevado que la roca original*. Recordemos, en relación con lo que se comentó sobre la serie de reacción de Bowen, que las rocas ultramáficas contienen fundamentalmente minerales con alto punto de fusión que tienen un contenido comparativamente bajo en sílice, mientras que las rocas félsicas están compuestas fundamentalmente de silicatos que funden a temperaturas bajas y que son ricos en sílice. Debido a que los minerales ricos en sílice se funden primero, los magmas generados por fusión parcial están más cerca del extremo félsico del espectro de composición que las rocas de las cuales proceden (véase Figura 3.7).

Formación de magmas máficos (basálticos). La mayor parte de los magmas máficos se originan a partir de la fusión parcial de rocas ultramáficas *peridotitas*, que son el

principal constituyente del manto superior. Los estudios de laboratorio confirman que la fusión parcial de esta roca seca y pobre en sílice produce un magma de una composición basáltica. Dado que las rocas del manto existen en ambientes que se caracterizan por temperaturas y presiones elevadas, la fusión a menudo es consecuencia de una reducción de la presión de confinamiento. Esto puede producirse, por ejemplo, en los lugares donde las rocas del manto ascienden como parte del flujo convectivo de movimiento muy lento.

Dado que los magmas basálticos se forman a muchos kilómetros por debajo de la superficie, cabría esperar que la mayor parte de este material se enfriara y cristalizara antes de alcanzar la superficie. Sin embargo, conforme el magma basáltico anhídrico migra hacia arriba, la presión de confinamiento disminuye proporcionalmente y reduce la temperatura de fusión. La mayor parte de los magmas basálticos ascienden lo bastante rápido como para que, conforme entran en ambientes más fríos, la pérdida de calor 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.

Formación de magmas intermedios (andesíticos). Si la fusión parcial de las rocas del manto genera magmas máficos, ¿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 adyacentes a ellos. Ésta es una prueba evidente de que las interacciones entre los magmas basálticos derivados del manto y los componentes más félsicos de la corteza generan esos magmas. Por ejemplo, conforme un magma basáltico migra hacia arriba, puede fundir y asimilar algo de la roca félsica del basamento. El resultado es la formación de un magma de composición andesítica (intermedio entre el máfico y el félsico).

El magma andesítico puede evolucionar también del 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 enriquecido en sílice, tendrá una composición andesítica.

Formación de los magmas félsicos (graníticos). Los magmas félsicos son demasiado ricos en sílice para ser producidos directamente a partir de la diferenciación magmática de los magmas máficos. 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 máficos calientes derivados del manto que se formaron por encima de una zona de subducción y que se acumulan debajo de la corteza situada por encima de ésta. Allí, se piensa que se produce la fusión parcial de las rocas félsicas hidratadas que generan los magmas graníticos.

Conforme asciende un fundido félsico hidratado, la presión de confinamiento disminuye, lo que a su vez reduce el efecto del agua en su papel de reductor de la temperatura de fusión. Además, los fundidos graníticos tienen un alto contenido en sílice y son por tanto más viscosos 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 intrusivas. En las ocasiones en que los magmas ricos en sílice alcanzan la superficie, las erupciones piroclásticas explosivas, como las del monte Santa Elena, son lo habitual.

naturaleza y, por consiguiente, son dignos de un estudio detallado, pero la mayor parte de los magmas se emplazan en profundidad. Por tanto, el conocimiento de la actividad ígnea intrusiva es tan importante para los geólogos como el estudio de los acontecimientos volcánicos.

Las estructuras que son consecuencia de la ubicación del material ígneo en profundidad se denominan **plutones**, nombre que deben a Plutón, el dios del mundo subterráneo según la mitología clásica. Dado que todos los plutones se forman fuera de la vista debajo de la superficie terrestre, sólo pueden estudiarse después de ascender y de que la erosión los haya dejado expuestos. El reto reside en reconstruir los acontecimientos que generaron esas estructuras hace millones o incluso centenares de millones de años.

Por claridad, hemos separado la explicación del vulcanismo y de la actividad plutónica. Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que esos diversos procesos ocurren de manera simultánea e implican básicamente los mismos materiales.

Naturaleza de los plutones

Se sabe que los plutones aparecen en una gran variedad de tamaños y formas. Algunos de los tipos más comunes se ilustran en la Figura 4.12. Obsérvese que algunas de

Actividad ígnea plutónica.

Las erupciones volcánicas pueden encontrarse entre los acontecimientos más violentos y espectaculares de la

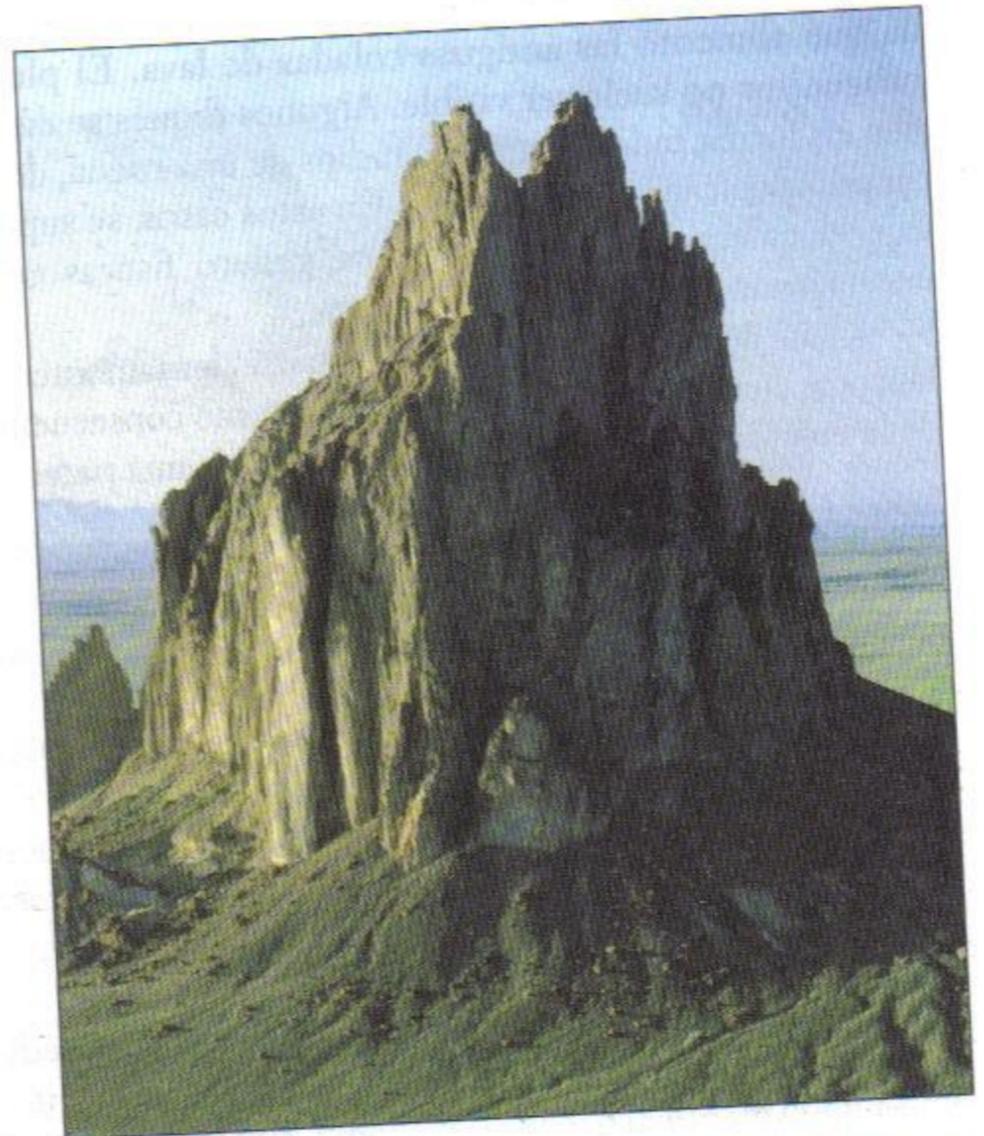
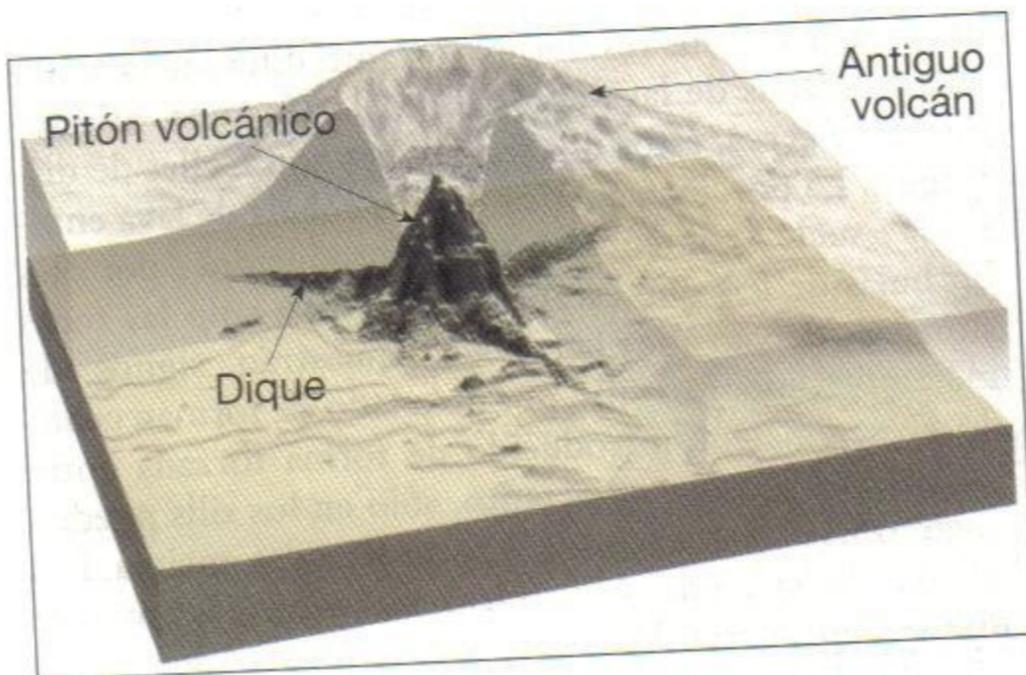


Figura 4.11 Shiprock, Nuevo México, es un pitón volcánico. Esta estructura, que tiene una altura de 420 metros, consiste en roca ígnea que cristalizó en la chimenea de un volcán que desde hace mucho tiempo está siendo erosionado.

esas estructuras tienen una forma tabular, mientras que otros son bastante masivos. Obsérvese también que algunos de estos cuerpos atraviesan estructuras existentes, como capas de roca sedimentaria; otros se forman cuando se inyecta el magma entre las capas sedimentarias. Debido a estas diferencias, los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican generalmente según su forma como **tabulares** (laminares) o **masivos** y por su orientación con respecto a la roca caja. Se dice que los plutones son **discordantes** si atraviesan las estructuras existentes y **concordantes** si intruyen en otras estructuras como los estratos sedimentarios. Como puede verse en la Figura 4.12 A, los plutones están relacionados con la actividad volcánica. Muchos de los mayores cuerpos intrusivos son los restos de cámaras magmáticas que en el pasado alimentaron volcanes.

Diques. Los **diques** son cuerpos tabulares discordantes producidos cuando el magma se inyecta en fracturas. La fuerza ejercida durante la inyección del magma puede ser lo bastante grande como para separar aún más las paredes de la fractura. Una vez cristalizadas, estas estructuras laminares tienen grosores que oscilan desde menos de un centímetro hasta más de un kilómetro. Los mayores tienen longitudes de varios centenares de kilómetros. La mayoría de los diques, sin embargo, tienen un grosor de unos pocos metros y se extienden lateralmente no más de unos pocos kilómetros.

Los diques suelen encontrarse en grupos que actuaron como los caminos verticales que seguía la roca fundida que alimentó las antiguas coladas de lava. El plutón progenitor no suele ser visible. Algunos diques se disponen en forma radial, como los radios de una rueda, desde un pitón volcánico erosionado. En estos casos, se supone que el ascenso activo del magma generó fisuras en el cono volcánico del cual fluyó la lava.

Los diques suelen meteorizarse más lentamente que las rocas circundantes. Cuando afloran como consecuencia de la erosión, los diques tienen el aspecto de una pared.

Sills. Los **sills** son plutones tabulares formados cuando el magma es inyectado a lo largo de superficies de estratificación (Figura 4.13). Los sills con disposición horizontal son los más comunes, aunque se sabe ahora que existe todo tipo de orientaciones, incluso verticales. Debido a su grosor relativamente uniforme y a su gran extensión lateral, los sills son probablemente el producto de lavas muy fluidas. Los magmas que tienen un bajo contenido de sílice son más fluidos, por eso la mayoría de los sills está compuesta por basaltos.

El emplazamiento de un sill exige que la roca sedimentaria situada encima de él sea levantada hasta una altura equivalente al grosor de la masa intrusiva. Aunque esto es una tarea formidable, en ambientes superficiales a menudo requiere menos energía que la necesaria para

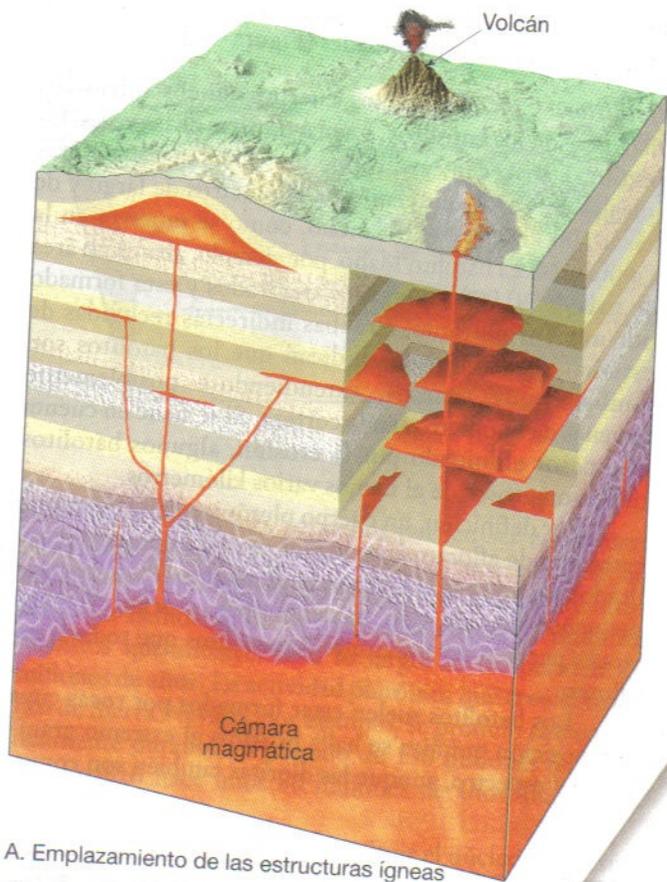
forzar el ascenso del magma a la distancia que falta hasta alcanzar la superficie. Por consiguiente, los sills se forman sólo a poca profundidad, donde la presión ejercida por el peso de las capas de roca situadas encima es pequeña. Aunque los sills se introducen entre capas, pueden ser localmente discordantes. Los sills muy grandes atraviesan con frecuencia las capas sedimentarias y retoman su naturaleza concordante en un nivel más alto.

Uno de los sills mayores y más estudiado de Estados Unidos es el sill de Palisades que aflora a lo largo de 80 kilómetros en el margen occidental del río Hudson, en el sureste de Nueva York y el noreste de Nueva Jersey; este sill tiene un grosor de unos 300 metros. Dada su naturaleza resistente, el sill de Palisades constituye un imponente resalte que puede verse con facilidad desde el lado opuesto del Hudson.

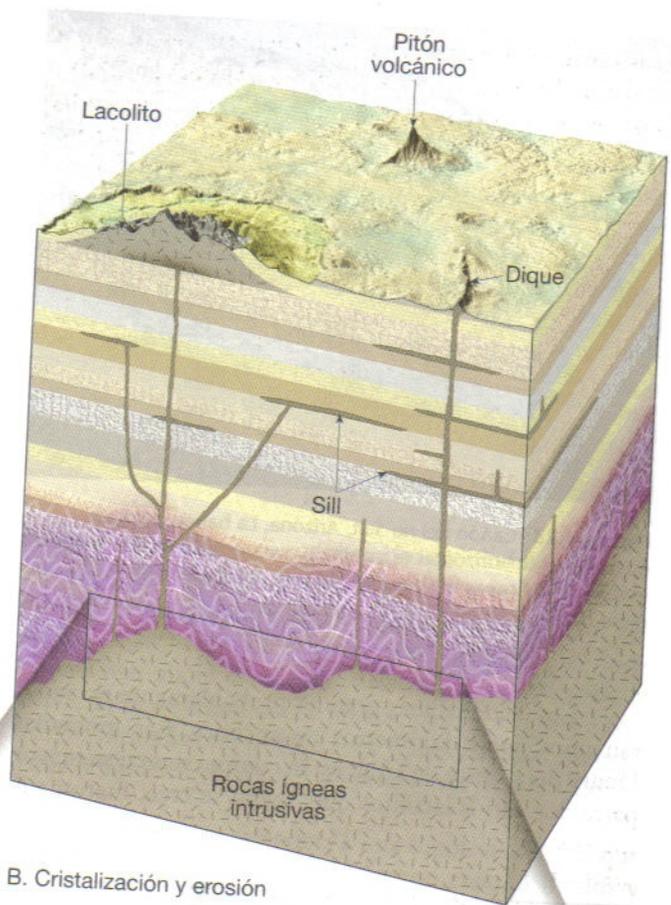
En muchos aspectos, los sills se parecen mucho a las coladas de lava enterradas. Las dos son tabulares y a menudo muestran disyunción columnar (Figura 4.14). Las **diaclasas columnares** se forman conforme las rocas ígneas se enfrían y desarrollan fracturas de contracción que producen columnas alargadas parecidas a pilares. Además, dado que los sills se forman en general en ambientes próximos a la superficie y pueden tener sólo unos pocos metros de grosor, el magma emplazado se enfría a menudo con la suficiente rapidez como para generar una textura afanítica.

Cuando se intenta reconstruir la historia geológica de una región, resulta importante diferenciar entre sills y coladas de lava enterradas. Por fortuna, al estudiarse de cerca, estos dos fenómenos son fáciles de distinguir. La porción superior de una colada de lava enterrada suele contener huecos producidos por las burbujas de gas que escaparon. Además, sólo las rocas situadas debajo de la colada muestran signos de metamorfismo. Los sills, por otro lado, se forman cuando el magma fue introducido de forma forzada entre capas sedimentarias. Por tanto, sólo en los sills pueden encontrarse fragmentos de las rocas situadas encima. Las coladas de lava, por el contrario, son extruidas antes de que se depositaran los estratos superiores. Además, las zonas metamorfizadas por encima y debajo de la roca son típicas de los sills.

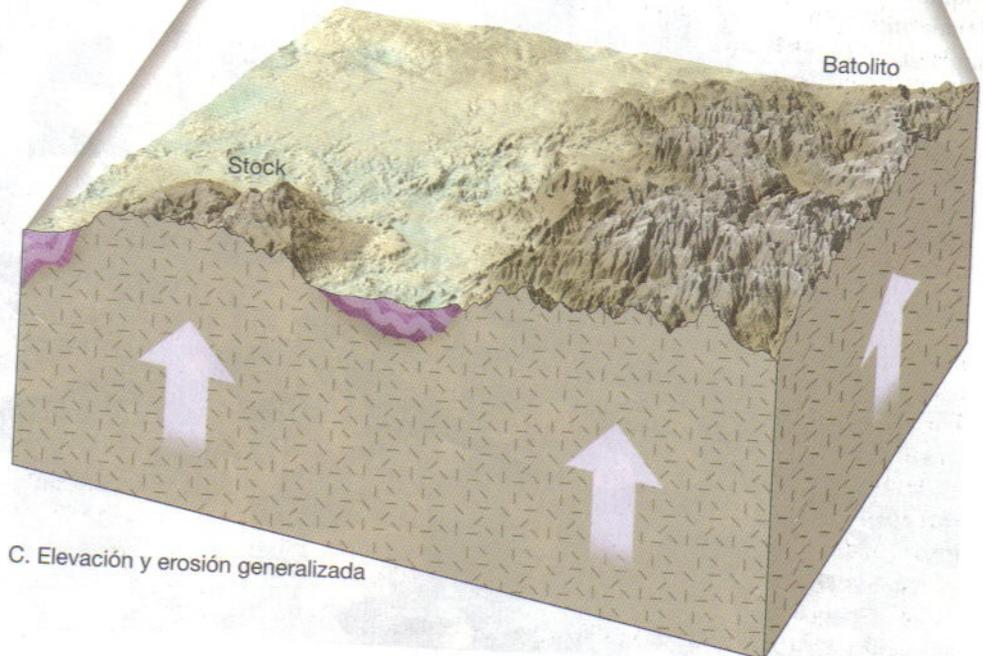
Lacolitos. Los **lacolitos** son similares a los sills porque se forman cuando el magma se introduce entre capas sedimentarias en un ambiente próximo a la superficie. Sin embargo, el magma que genera los lacolitos es más viscoso. Este magma menos fluido se acumula formando una masa lenticular que deforma los estratos superiores (véase Figura 4.12). Por consiguiente, un lacolito puede detectarse a veces por el bulto en forma de domo que crea en la superficie.



A. Emplazamiento de las estructuras ígneas



B. Cristalización y erosión



C. Elevación y erosión generalizada

Figura 4.12 Ilustraciones que muestran las estructuras ígneas básicas. A. Este corte muestra la relación entre el vulcanismo y la actividad ígnea intrusiva. B. Esta vista ilustra las estructuras ígneas intrusivas básicas, algunas de las cuales han aflorado debido a la erosión mucho tiempo después de su formación. C. Después de millones de años de elevación y erosión afloran en la superficie un stock y un batolito.

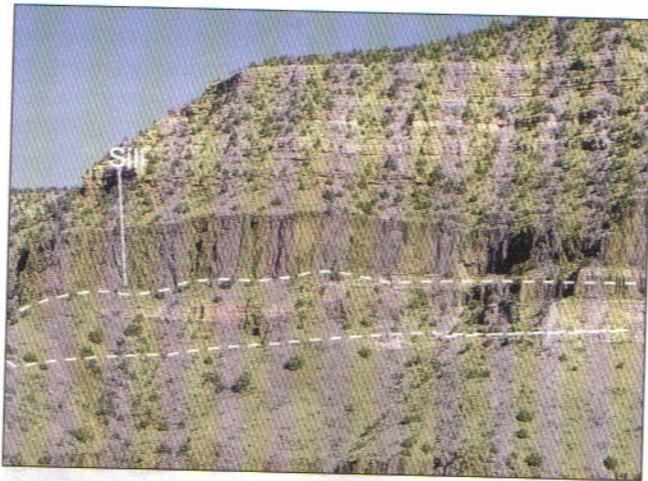


Figura 4.13 Cañón del río Salt, Arizona. La banda oscura y esencialmente horizontal es un sill de composición basáltica que intruyó en las capas horizontales de roca sedimentaria. (Foto de E. J. Tarbuck).

Los lacolitos más grandes probablemente no superan unos pocos kilómetros de anchura. Las montañas Henry del sureste de Utah están compuestas en su mayor parte por varios lacolitos que, según se cree, fueron ali-

mentados por un cuerpo magmático mucho mayor emplazado en sus proximidades (Figura 4.15).

Batolitos. Con mucho, los cuerpos ígneos intrusivos mayores son los **batolitos**. La mayor parte de las veces, los batolitos aparecen en grupos que forman estructuras lineales de varios centenares de kilómetros de largo y de hasta 100 kilómetros de ancho, como se muestra en la Figura 4.16. El batolito Idaho, por ejemplo, abarca un área de más de 40.000 kilómetros cuadrados y está formado por muchos plutones. Pruebas indirectas recogidas de estudios gravitacionales indican que los batolitos son también muy gruesos, extendiéndose posiblemente docenas de kilómetros en la corteza. Si se tiene en cuenta el espesor eliminado por la erosión, algunos batolitos tienen un grosor de al menos varios kilómetros.

Por definición, un cuerpo plutónico debe tener una extensión de afloramiento mayor de 100 kilómetros cuadrados para que se le considere un batolito. Plutones más pequeños de este tipo se denominan **stocks**. Muchos stocks parecen ser porciones de batolitos que todavía no afloran.

Los batolitos suelen estar formados por rocas cuya composición química se halla próxima al extremo granítico del espectro, aunque las dioritas también son comu-

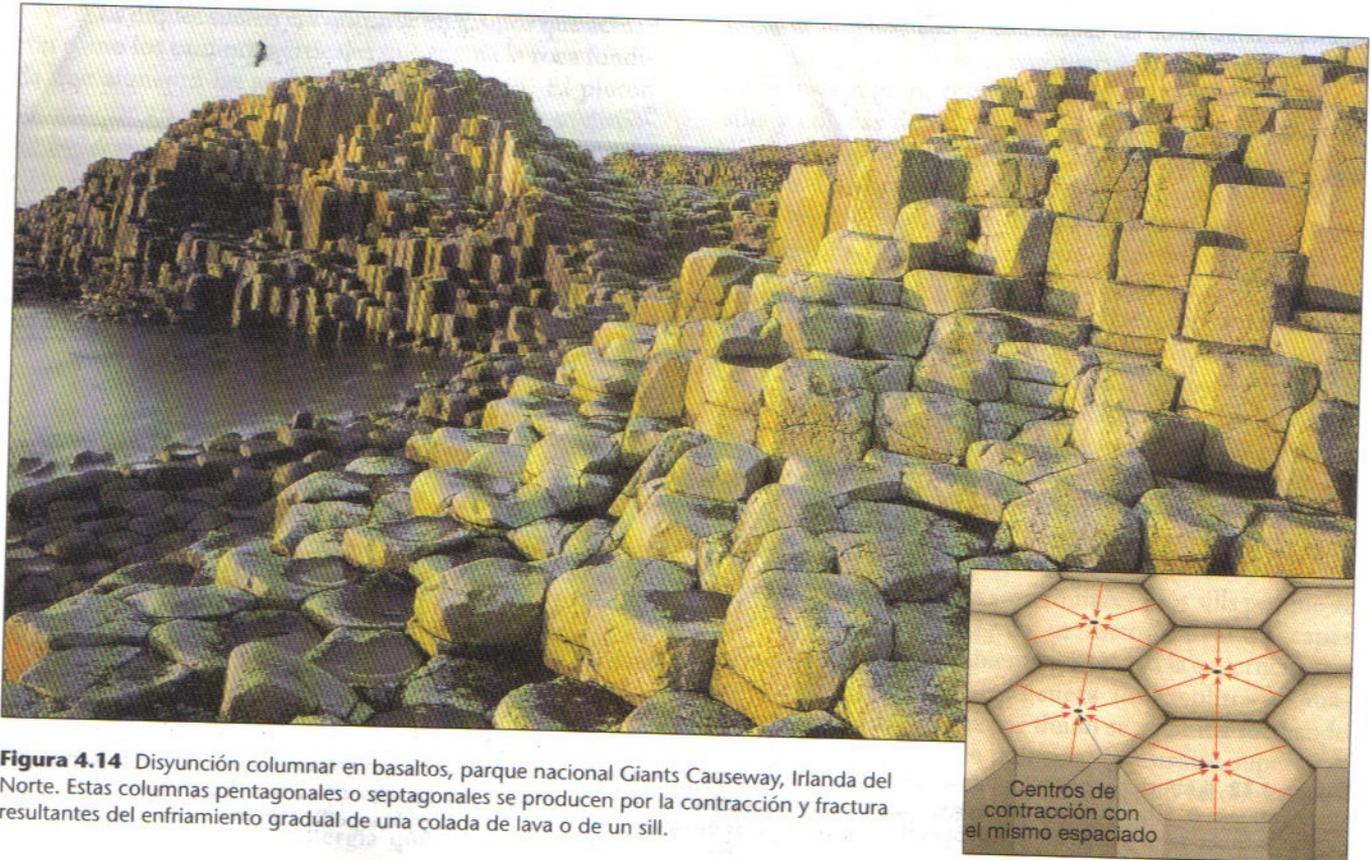


Figura 4.14 Disyunción columnar en basaltos, parque nacional Giants Causeway, Irlanda del Norte. Estas columnas pentagonales o septagonales se producen por la contracción y fractura resultantes del enfriamiento gradual de una colada de lava o de un sill.

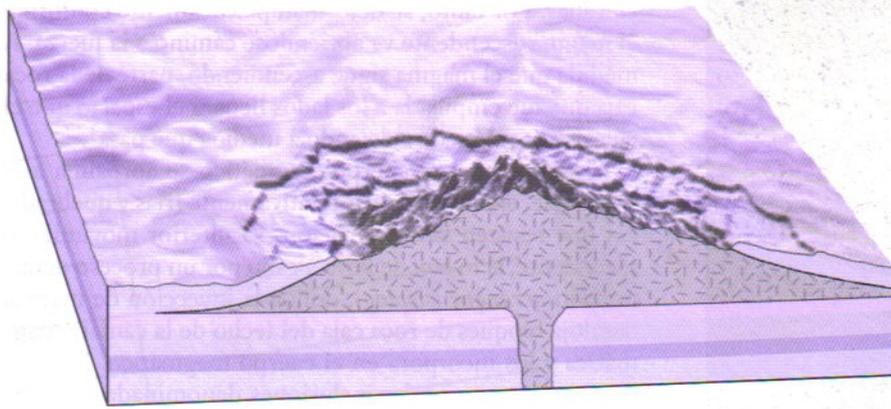


Figura 4.15 Estructura interna de un lacolito.

nes. Los batolitos más pequeños pueden ser estructuras bastante simples compuestas casi por completo de un tipo de roca. Sin embargo, los estudios de grandes batolitos han demostrado que consisten en varios plutones distintos que intruyeron a lo largo de un periodo de millones de años. La actividad plutónica que creó el batolito de Sierra Nevada, por ejemplo, se produjo casi continuamente durante un periodo de 130 millones de años, que finalizó hace unos 80 millones de años, durante el Cretácico.

Los batolitos pueden constituir el núcleo de los sistemas montañosos. En este caso, la ascensión y la erosión han eliminado la roca circundante, exponiendo con ello el cuerpo ígneo resistente. Algunos de los picos más altos de Sierra Nevada, como la montaña Whitney, están tallados sobre una masa granítica de este tipo.

También aparecen grandes extensiones de roca granítica en los interiores estables de los continentes, como en el escudo canadiense de Norteamérica. Estos afloramientos relativamente planos son los restos de montañas antiguas que han sido niveladas por la erosión hace mucho tiempo. Por tanto, las rocas que constituyen los batolitos de las cadenas montañosas jóvenes, como los de Sierra Nevada, se generaron cerca de la parte superior de una cámara magmática, mientras que en las áreas de escudo, afloran las raíces de lo que antes fueron montañas y, por tanto, las porciones inferiores de los batolitos. En el Capítulo 20 consideraremos con más detalle el papel de la actividad ígnea en lo que se refiere a la formación de las montañas.

Emplazamiento de los batolitos

Un problema interesante al que se enfrentaron los geólogos fue intentar explicar cómo se forman los grandes batolitos graníticos sin afectar a las rocas sedimentarias que los rodean. Un grupo de geólogos sostenía la idea de que los batolitos se formaron por acumulación de

magmas que se originaron en zonas profundas y que luego migraron hacia arriba a su posición actual. Esta idea, sin embargo, presenta un problema espacial. ¿Qué les sucedió a las rocas que originalmente ocupaban las posiciones que ahora tienen las masas ígneas? Además, la explicación de cómo puede abrirse paso el magma a través de varios kilómetros de roca sólida también preocupaba a quienes apoyaban el origen magmático de los batolitos.

El grupo que se oponía a esta hipótesis sugería que los batolitos de granito se originaron cuando fluidos y gases calientes ricos en hierro migraron a través de las rocas sedimentarias y alteraron químicamente la composición de estas rocas. Este proceso esencialmente metamórfico de conversión de rocas en granitos sin pasar por la etapa de fundido se denomina *granitización*. Aunque la granitización genera indudablemente pequeñas cantidades de granito, este proceso es claramente incapaz de generar esos grandes cuerpos intrusivos.

Esta controversia se resolvió cuando se hicieron estudios detallados de otras estructuras denominadas *domos salinos*. Estas estructuras son de importancia económica porque se encuentran en estrecha asociación con importantes áreas productoras de petróleo en los estados de la costa del Golfo y en la región del golfo Pérsico. Los domos de sal se producen en zonas donde grandes depósitos salinos fueron enterrados bajo miles de metros de sedimentos. La sal, que es menos densa que los sedimentos superiores, migra muy lentamente hacia arriba. Esto es posible porque la sal se comporta como un fluido móvil cuando es sometida a esfuerzos durante un largo periodo. Dado que las capas salinas no son perfectamente uniformes, se piensa que el punto de ascenso se origina en una zona convexa del techo del nivel salino. Conforme la sal asciende lentamente, la tensión ejercida sobre los sedimentos situados encima hace que se movilicen y sean empujados a los lados (Figura 4.17A). A veces

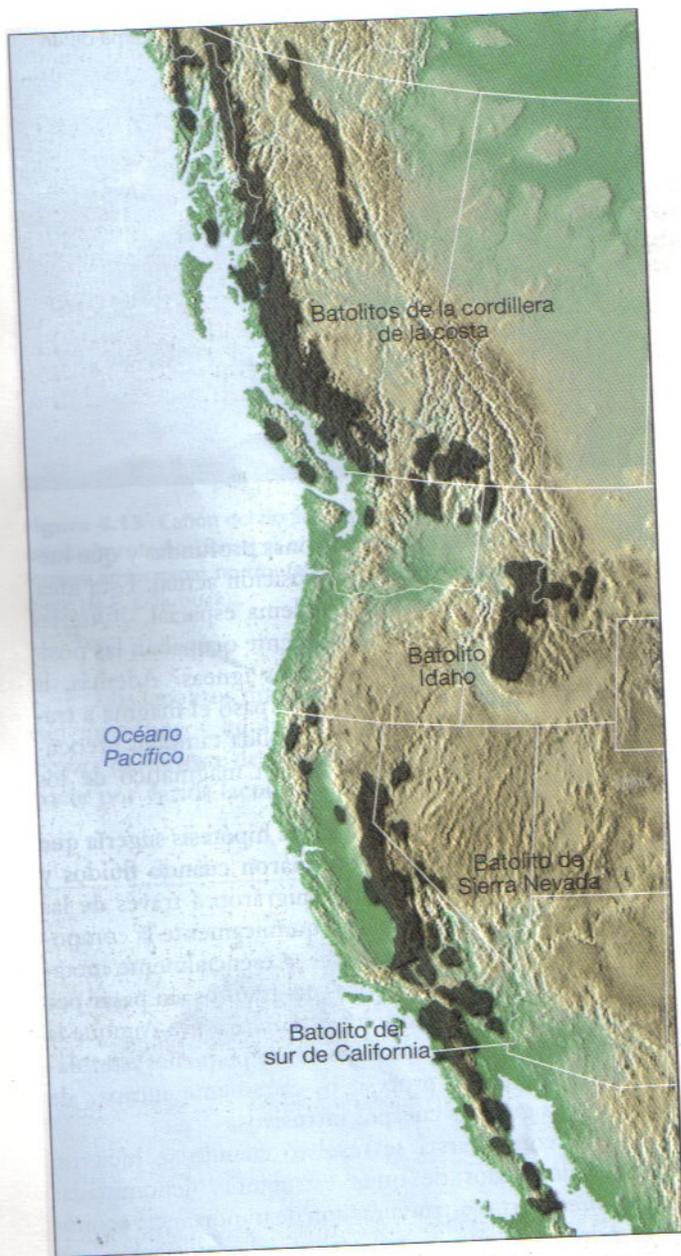


Figura 4.16 Batolitos graníticos que aparecen a lo largo del margen occidental de Norteamérica. Estos cuerpos alargados y gigantescos consisten en numerosos plutones que fueron emplazados durante los últimos 150 millones de años de la historia de la Tierra.

la sal rompe la superficie, en los puntos donde empieza a fluir hacia arriba, de una manera que no es diferente a como lo hace un flujo de lava.

En la actualidad se acepta en general que los batolitos se emplazan de una manera similar a los domos salinos (Figura 4.17B). Dado que el magma es menos denso que la roca circundante, su fuerza ascensional lo impulsa hacia arriba. A profundidades de varios kilómetros, las rocas caja están sometidas a temperaturas y presiones muy

elevadas. Por tanto, se deforman plásticamente conforme el magma ascendente va abriéndose camino a la fuerza. A medida que el magma sigue ascendiendo, parte de la roca caja que fue empujada a los lados llenará el espacio que el cuerpo magmático va dejando a medida que pasa*.

Conforme un cuerpo magmático se aproxima a la superficie, encuentra rocas relativamente frías y quebradizas que resisten la deformación. El ulterior movimiento ascendente, si lo hay, se lleva a cabo por un proceso denominado *arranque* (*stopping*), donde la inyección de magma desaloja bloques de roca caja del techo de la cámara magmática y los incorpora en el cuerpo magmático. Pruebas de este proceso son las inclusiones denominadas **xenolitos**, los restos no fundidos de la roca caja.

El magma se enfría de manera gradual durante su ascenso, lo que reduce su velocidad ascendente. Además, dado que el movimiento a través de la corteza superior frágil está en gran medida restringido, la mayor parte del magma se acumula en cámaras varios kilómetros por debajo de la superficie. Como consecuencia, y aproximadamente, hay de 10 a 1.000 veces más magma en zonas profundas que el que interviene en la actividad volcánica.

Tectónica de placas y actividad ígnea

Durante muchos años los geólogos han sabido que la distribución global de la actividad ígnea no es aleatoria, sino que muestra un modelo definido. En particular, los volcanes que expulsan lavas de composición fundamentalmente entre intermedia y félsica están confinados en su mayor parte en los márgenes continentales. Por el contrario, casi todos los volcanes localizados dentro de las cuencas oceánicas, como los de Hawaii e Islandia, expulsan lavas que son de composición máfica. Además, las rocas basálticas son comunes en ambientes oceánicos y continentales, mientras que las rocas graníticas se observan rara vez en los océanos. Este modelo confundió a los geólogos hasta que se desarrolló la teoría de la tectónica de placas, que aclaró en gran medida la situación.

Muchos de los más de 800 volcanes activos conocidos están localizados a lo largo de los márgenes continentales adyacentes a las fosas oceánicas (Figura 4.18). Además, a lo largo del sistema de dorsales oceánicas se produce una gran actividad volcánica. Ésta, aunque extensa, pasa desapercibida al producirse bajo los océanos.

*Se produce una situación análoga cuando se almacena una lata de pintura con óleo. La fase oleica es menos densa que los pigmentos utilizados para la coloración; por tanto, el aceite se reúne en gotas que migran lentamente hacia arriba mientras que los pigmentos más pesados se sedimentan en el fondo.