

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

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

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

Diferenciación magmática

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

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

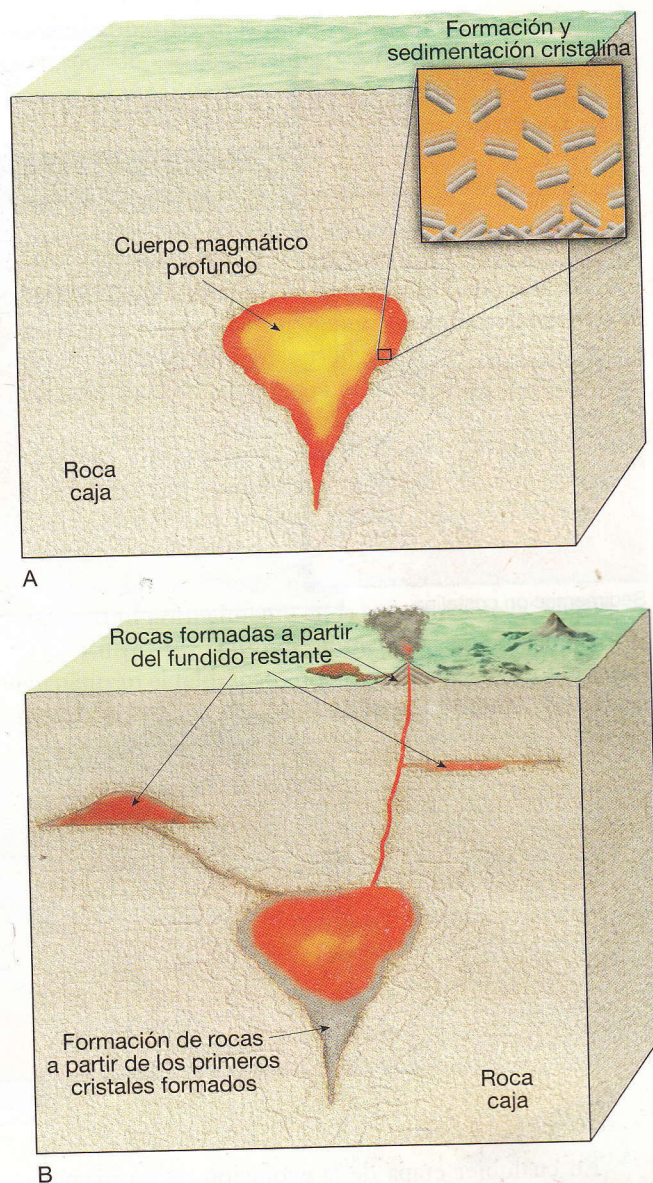


Figura 3.8 Separación de los minerales por sedimentación cristalina. **A.** Ilustración de cómo pueden separarse por sedimentación los minerales formados en primer lugar. **B.** El fundido restante podría migrar a una serie de localizaciones diferentes y, tras una cristalización ulterior, generar rocas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

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

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

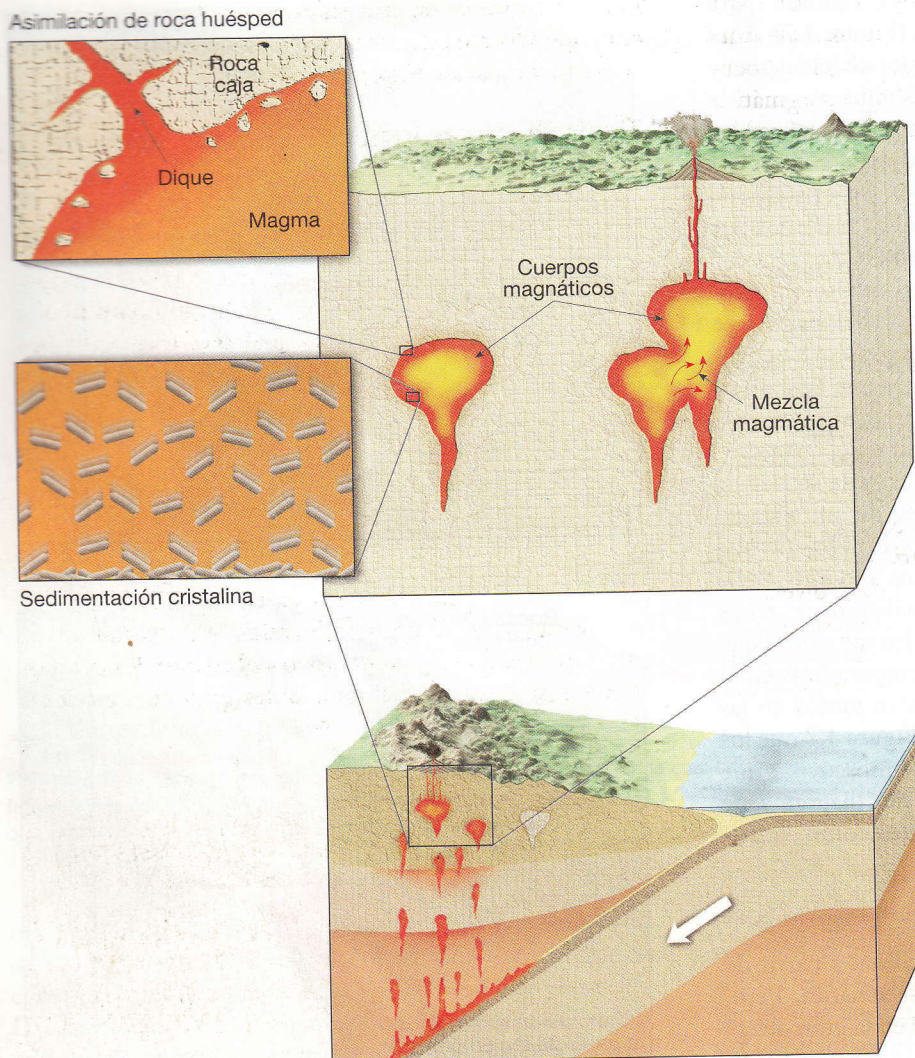


Figura 3.9 Esta ilustración muestra tres formas por medio de las cuales puede alterarse la composición de un cuerpo magmático: mezcla magmática; asimilación de la roca huésped; y sedimentación cristalina (diferenciación magmática).

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

Asimilación y mezcla de magmas

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

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

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

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

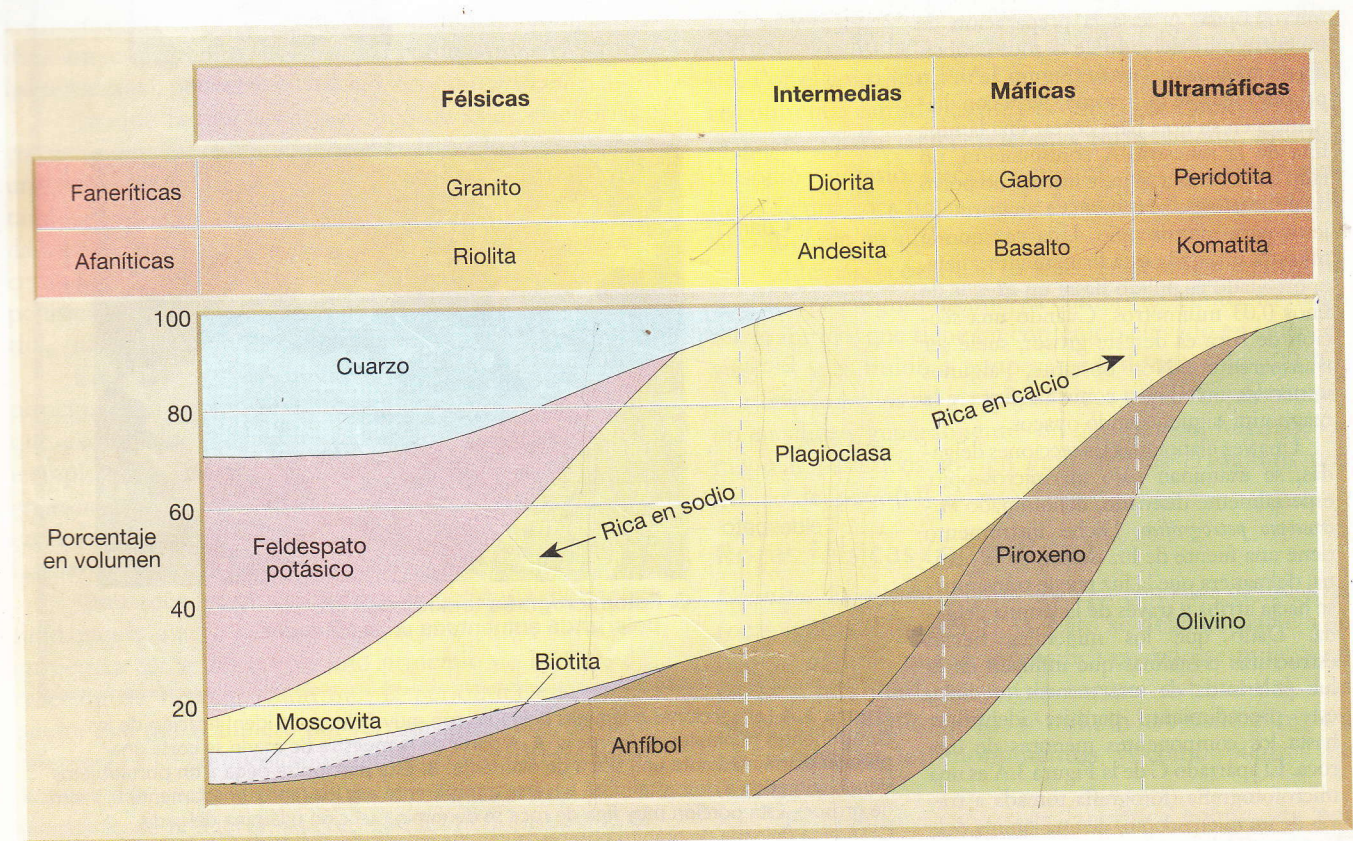


Figura 3.10 Mineralogía de las rocas ígneas comunes. Las rocas faneríticas (de grano grueso) son plutónicas, y solidifican en zonas profundas del interior de la Tierra. Las rocas afaníticas (grano fino) son volcánicas o solidifican cerca de la superficie de la Tierra. (Tomado de Dietrich).

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	Anfíbol	Plagioclasa cálcica	Olivino
	Feldespato potásico	Plagioclasa intermedia	Piroxeno	Piroxeno
	Plagioclasa sódica			
Constituyentes minerales menores	Moscovita	Piroxeno	Olivino	Plagioclasa cálcica
	Biotita	Anfíbol	Anfíbol	
	Anfíbol	Biotita		
Color de la roca basado en el % de minerales oscuros (máficos)	Colores claros	De colores medios	Gris oscuro a negro	Verde oscuro a negro
	Menos del 15% de minerales oscuros	15-40% de minerales oscuros	Más del 40% de minerales oscuros	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 sílice (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 (SiO_2).

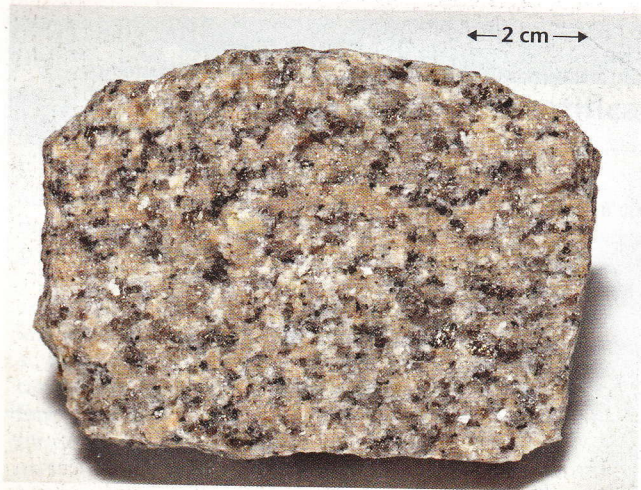
Recordemos que la mayoría de los minerales encontrados en las rocas ígneas contiene algo de sílice. Normalmente, el contenido en sílice de las rocas de la corteza oscila entre un porcentaje por debajo del 50%, en las rocas basálticas, y un porcentaje por encima del 70%, en las rocas graníticas. El porcentaje 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)

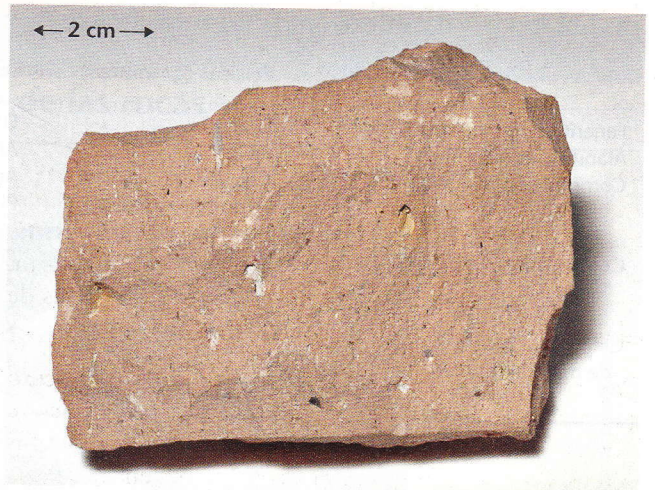
Granito. El granito es quizá la mejor conocida de todas las rocas ígneas (Figura 3.11A). Esto se debe en parte a su belleza natural, que se intensifica cuando se pule, y en parte a su abundancia en la corteza continental. Las planchas de granito pulido se utilizan habitualmente para las tumbas y los 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 entretrejido. 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.

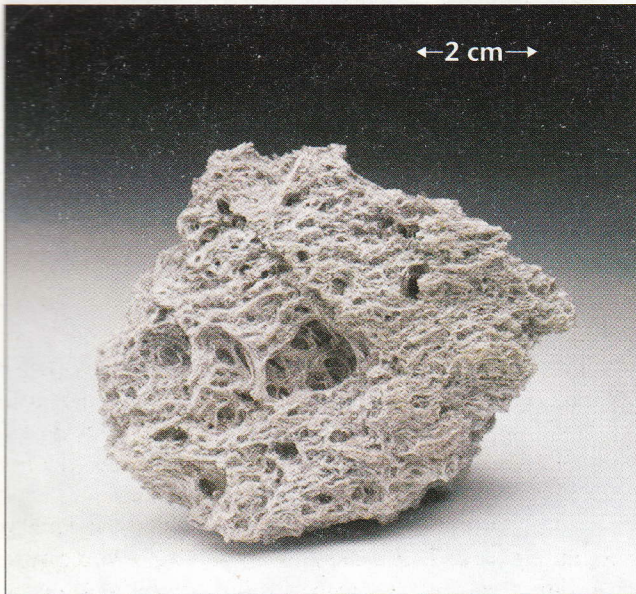


Figura 3.13 Pumita, una roca vítrea que contiene numerosas vesículas. (Foto de E. J. Tarbuck).

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 solidificarse 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,

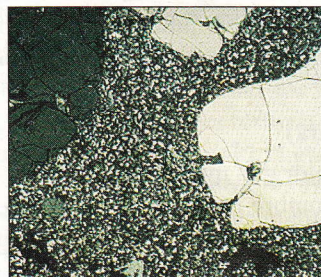
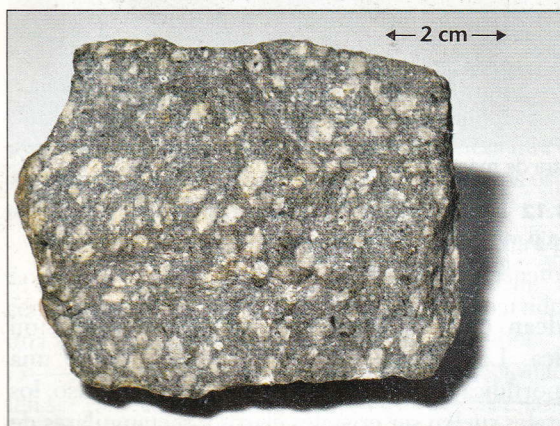


Figura 3.14 Andesita porfídica.

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).