

Consideremos las condiciones necesarias para plegar y distorsionar las rocas. Normalmente se requiere la actuación, durante varios millones de años de grandes presiones dirigidas bajo unas condiciones de temperatura de centenares de grados por encima de las condiciones superficiales. Bajo esas condiciones extremas, las rocas responden plegándose y fluyendo. En este capítulo se consideran las fuerzas tectónicas que forjan las rocas metamórficas y cómo esas rocas cambian de aspecto y de composición mineral.

Áreas extensas de rocas metamórficas afloran en todos los continentes en unas regiones relativamente planas conocidas como *escudos* (véase Figura 7.16). Entre esas áreas se cuentan el este de Canadá, Brasil, gran parte de África, India, la mitad de Australia y Groenlandia. Además, las rocas metamórficas son un componente importante de muchos cinturones montañosos, donde constituyen una gran parte de las zonas internas. Incluso las partes interiores estables de los continentes que están cubiertas por rocas sedimentarias, tienen debajo un basamento de rocas metamórficas. En todos esos ambientes, las rocas metamórficas suelen estar muy deformadas y a menudo presentan intrusiones de masas ígneas. De hecho, partes significativas de la corteza continental terrestre están compuestas de rocas metamórficas y de rocas ígneas relacionadas.

A diferencia de algunos procesos ígneos y sedimentarios que tienen lugar en ambientes superficiales o próximos a la superficie, el metamorfismo casi siempre ocurre en zonas profundas dentro de la Tierra, fuera de nuestra observación directa. Pese a este obstáculo significativo, los geólogos han desarrollado técnicas que les han permitido aprender mucho sobre las condiciones bajo las cuales se forman las rocas metamórficas. Por tanto, las rocas metamórficas proporcionan pistas importantes sobre los procesos geológicos que actúan dentro de la corteza terrestre.

Ambientes metamórficos

Recordemos, de lo tratado en el apartado sobre el ciclo de las rocas del Capítulo 1, que el metamorfismo es la transformación de un tipo de roca en otro. Las rocas metamórficas pueden formarse a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso de otras rocas metamórficas. El **metamorfismo** es un nombre muy apropiado para este proceso porque significa literalmente “cambio de forma”. Los factores del metamorfismo son el calor, la presión (el esfuerzo) y los fluidos químicamente activos. Los cambios que se producen son texturales y mineralógicos.

El metamorfismo se produce de manera incremental, desde un cambio ligero (grado bajo) a cambios notables (grado alto). Por ejemplo, bajo metamorfismo de grado bajo, una roca sedimentaria común como la *lutita* se convierte en una roca metamórfica más compacta denominada *pizarra*. Las muestras de mano de estas rocas son a veces difíciles de distinguir.

En otros casos, el metamorfismo de grado alto produce una transformación tan completa que no puede determinarse la identidad de la roca original. En el metamorfismo de grado alto, desaparecen rasgos como los planos de estratificación, los fósiles y las vesículas que puedan haber existido en la roca original. Además, cuando las rocas en zonas profundas son sometidas a presiones dirigidas (esfuerzos) fluyen lentamente y se doblan formando pliegues complicados. En los ambientes metamórficos más extremos, las temperaturas se aproximan a las de fusión de las rocas. Sin embargo, durante el metamorfismo algo de material debe permanecer en estado sólido, pues si se produce la fusión completa, entraríamos en el ámbito de la actividad ígnea.

El metamorfismo tiene lugar *cuando las rocas están sometidas a condiciones diferentes a las de su formación*. En respuesta a esas nuevas condiciones, las rocas inestables cambian gradualmente hasta alcanzar un estado de equilibrio con el nuevo ambiente. La mayoría de los cambios metamórficos ocurren bajo las temperaturas y presiones elevadas que existen en la zona que se extiende desde unos pocos kilómetros por debajo de la superficie terrestre hasta el límite corteza-manto.

El metamorfismo ocurre casi siempre en uno de estos tres ambientes:

1. *Cuando la roca está cerca de una masa ígnea, o tocándola*, tiene lugar el **metamorfismo de contacto**. Aquí, los cambios están causados fundamentalmente por las elevadas temperaturas del material fundido, que produce el efecto “de calentar” las rocas circundantes.
2. El tipo menos común de metamorfismo ocurre a lo largo de *zonas de falla* y se denomina **metamorfismo cataclástico o dinámico**. Aquí las rocas se rompen y pulverizan conforme las rocas situadas en los lados opuestos de una falla se trituran al producirse el desplazamiento de ésta.
3. *Durante la formación de montañas*, grandes cantidades de rocas están sometidas a presiones dirigidas y a elevadas temperaturas asociadas con deformaciones a gran escala. En este entorno tiene lugar el **metamorfismo regional**. El resultado final pueden ser extensas áreas de rocas metamórficas.

Con mucho, el mayor volumen de rocas metamórficas se produce durante el metamorfismo regional, junto con la formación de montañas. Aquí, grandes segmentos de la corteza terrestre se deforman enormemente mediante pliegues y fallas. Además, en las zonas donde el metamorfismo es más intenso pueden generarse magmas. Por tanto, las áreas afectadas por metamorfismo regional tienen frecuentemente zonas de metamorfismo

de contacto, así como metamorfismo cataclástico. Después de examinar los factores del metamorfismo y algunas rocas metamórficas comunes, volveremos al tema de los ambientes metamórficos.



Factores del metamorfismo

Como se indicó antes, los factores del metamorfismo son *el calor, la presión (esfuerzo) y fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo, las rocas suelen estar sujetas simultáneamente a los tres factores metamórficos. Sin embargo, el grado de metamorfismo y la contribución de cada factor varía mucho de un ambiente a otro. En el metamorfismo de grado bajo, las rocas están sometidas a temperaturas y presiones sólo ligeramente mayores que las asociadas con la litificación de los sedimentos. El metamorfismo de alto grado, por otro lado, implica fuerzas tectónicas extremas y temperaturas próximas a aquellas a las cuales se funden las rocas.

Además, la composición mineral de la roca original determina, en cierta medida, el grado al cual influirá cada factor metamórfico. Por ejemplo, cuando un magma se abre camino a través de una roca preexistente, circularán a través de esta roca fluidos calientes (fundamentalmente agua) ricos en iones. Si esta roca es una arenisca rica en cuarzo, tiene lugar muy poca alteración. Pero, si es una caliza, el efecto de esos fluidos puede ser notable y los del metamorfismo pueden notarse muy lejos del cuerpo magmático.

El calor como factor metamórfico

Quizá el factor más importante del metamorfismo sea el *calor*, porque proporciona la energía que impulsa los cambios químicos que resultan en la recristalización de los minerales. Las rocas formadas cerca de la superficie de la Tierra pueden ser sometidas a un calor muy intenso cuando son intruidas por material fundido que asciende desde abajo. Los efectos de este metamorfismo de contacto se ponen más de manifiesto cuando ocurren en la superficie, o cerca de ella, donde el contraste de temperaturas entre el magma y la roca huésped es más pronunciado. Aquí el magma ascendente “cuece” la roca huésped. En este ambiente de temperatura elevada y baja presión, el límite que separa la intrusión magmática y la roca alterada suele ser bastante neto.

Además, las rocas situadas cerca de la superficie pueden ser empujadas lentamente hacia abajo para someterse a metamorfismo en zonas profundas. Como comentamos antes, los materiales de la Tierra están siendo transportados continuamente a grandes profundidades en los bordes de la placa convergente. Recordemos que las temperaturas aumentan con la profundidad a un rit-

mo conocido como *gradiente geotérmico*. En la corteza superior, este incremento de temperaturas oscila entre 20 °C y 30 °C por kilómetro. Enterrados a una profundidad de tan sólo unos pocos kilómetros, ciertos minerales, como las arcillas, se inestabilizan y empiezan a recristalizarse en minerales, como la moscovita (mica), que son estables en este ambiente. Otros minerales, en particular los que forman las rocas ígneas cristalinas, son estables a temperaturas y presiones relativamente elevadas y, por tanto, pueden precisar enterramientos de hasta 20 kilómetros o más antes de que experimenten metamorfismo.

Presión y esfuerzo como factores metamórficos

La presión, como la temperatura, también aumentan con la profundidad. Las rocas enterradas están sometidas a la fuerza, o *esfuerzo*, ejercida por la carga que tienen encima (Figura 7.1). Esta *presión de confinamiento* es análoga a la presión hidrostática, donde la fuerza se aplica igualmente en todas las direcciones. Cuanto más se profundiza en el océano, mayor es la presión ejercida. Lo mismo ocurre en el caso de las rocas profundas.

Además de la presión de confinamiento ejercida por la carga del material situado encima, las rocas están sometidas también a fuerzas tectónicas direccionales durante la formación de montañas (Figura 7.1B). Esas fuerzas, que son distintas según cada dirección, se denominan *esfuerzos diferenciales*. Lo más frecuente es que esas fuerzas diferenciales sean *compresivas* y actúen para acortar un volumen de roca. En algunos ambientes, sin embargo, los esfuerzos son *tensionales* y tienden a alargar, o a separar, las masas rocosas.

Los esfuerzos diferenciales también pueden *cizallar* una roca. El cizallamiento es similar al deslizamiento que se produce entre los naipes cuando se sostiene una baraja entre las manos y deslizan aquéllos en direcciones opuestas, cizallando la baraja. En ambientes próximos a la superficie, el cizallamiento se produce cuando una roca relativamente frágil se rompe en láminas delgadas que se ven forzadas a deslizarse unas sobre otras. Esta deformación tritura y pulveriza los granos del mineral original en fragmentos pequeños. Por el contrario, dado que las rocas localizadas a grandes profundidades son más calientes, y bajo presiones de confinamiento mayores, tienden a comportarse plásticamente durante la deformación. Esto explica su capacidad para fluir y doblarse en pliegues complicados cuando son sometidas a cizallamiento.

La actividad química como factor metamórfico

Los fluidos químicamente activos potencian también los procesos metamórficos. Lo más frecuente es que el flui-

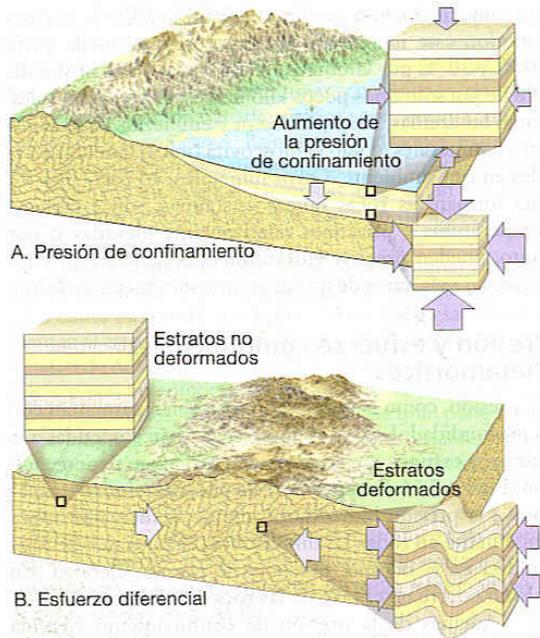


Figura 7.1 La presión (esfuerzo) como agente metamórfico. A. En un ambiente deposicional, conforme aumenta la presión de confinamiento, las rocas se deforman reduciendo su volumen. B. Durante la formación de montañas, el esfuerzo diferencial acorta y deforma los estratos rocosos.

do sea agua que contenga iones en solución. El agua es abundante, porque la hay en los poros de prácticamente todas las rocas. Además, muchos minerales están *hidratados* (tienen agua asociada mediante enlaces químicos) y, por tanto, contienen agua dentro de sus estructuras cristalinas.

Cuando se produce enterramiento profundo, las rocas se compactan más, reduciendo el volumen de sus poros. Por tanto, el agua es expulsada de la roca y resulta asequible para las reacciones químicas. Además, el calentamiento causa la deshidratación de los minerales y la liberación del agua. El agua que rodea a los cristales actúa como un catalizador al ayudar a la migración iónica. En algunos casos, el agua promueve la recristalización de los minerales, que forman configuraciones más estables. En otros casos, el intercambio iónico entre los minerales tiene como consecuencia la formación de minerales completamente nuevos.

En la zona próxima a la superficie en el Parque Nacional Yellowstone se ha observado una alteración completa de las rocas causada por agua caliente, rica en minerales. A una escala mucho mayor, se produce una

actividad similar a lo largo del sistema de dorsales oceánicas. Aquí, el agua del mar circula a través de las rocas basálticas, que están todavía calientes. Transformando los minerales ricos en hierro y magnesio en minerales metamórficos, como la serpentina y el talco.



Cómo el metamorfismo cambia las rocas

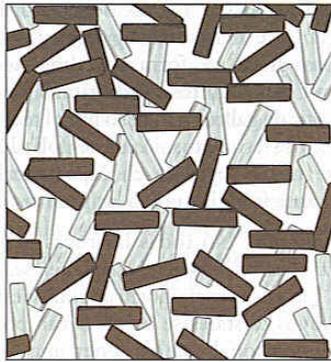
Los procesos metamórficos producen muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento de la densidad, crecimiento de cristales más grandes, reorientación de los granos minerales en texturas laminares o bandeadas, y la transformación de los minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son económicamente importantes. Por tanto, el grado del metamorfismo se refleja en la *textura* y la *mineralogía* (composición mineral) de las rocas metamórficas.

Cambios texturales

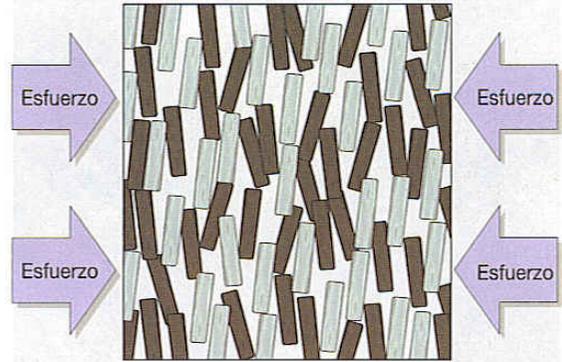
Cuando las rocas son sometidas a metamorfismo de grado bajo, se compactan más y, por tanto, aumenta su densidad. Un ejemplo común es la transformación de las *lutitas* (rocas sedimentarias) en *pizarras* (rocas metamórficas). Cuando una lutita es sometida a temperaturas y presiones sólo ligeramente superiores a las reinantes durante los procesos sedimentarios que la formaron, se originan pizarras. En este caso, las presiones dirigidas hacen que los minerales de arcilla microscópicos de las lutitas se reorganicen en una disposición más compacta típica de las pizarras. Esta reorganización de las partículas que ocurre cuando las lutitas se convierten en pizarras proporciona a esta última una *textura* distintiva. (Recordemos que la textura es el tamaño, forma y distribución de las partículas que constituyen una roca.)

Texturas foliadas. Bajo condiciones más extremas, la presión provoca que los granos minerales de una roca hagan mucho más que, simplemente, realinearse. La presión puede hacer que ciertos minerales *recristalicen*. En general, la recristalización fomenta el crecimiento de cristales más grandes. Por consiguiente, muchas rocas metamórficas consisten no en cristales microscópicos, sino en cristales visibles, de forma muy parecida a las rocas ígneas de grano grueso.

Los cristales de algunos minerales, como las micas (minerales con hábito planar) y la hornblenda (minerales con hábito prismático), recristalizarán con una *orientación preferente*. Las nuevas orientaciones serán esencialmente



Antes del metamorfismo



Después del metamorfismo

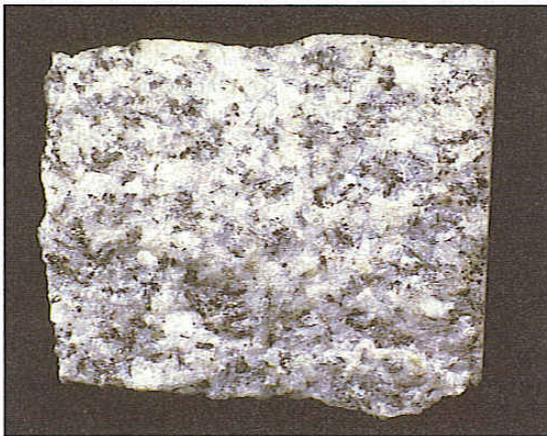


Figura 7.2 Bajo presiones dirigidas, los minerales planares o aciculares (arriba izquierda) se reorientan o recrystalizan de manera que quedan alineados según ángulos rectos con respecto al esfuerzo máximo (arriba derecha). La orientación paralela resultante de los granos minerales da a la roca una textura foliada. Si la roca ígnea de grano grueso (granito, abajo izquierda) sufriera metamorfismo intenso, acabaría de una manera muy parecida a la roca metamórfica de la figura de la derecha, abajo (gneis). (Fotos de E. J. Tarbuck).

perpendiculares a la dirección de las fuerzas compresionales, como se muestra en la parte derecha de la Figura 7.2. La alineación mineral resultante normalmente proporciona a la roca una textura en láminas o en bandas denominada **foliación** (Figura 7.2). Dicho sencillamente, *se produce una textura foliada siempre que los minerales y las características estructurales de una roca metamórfica se vean forzados a un alineamiento paralelo.*

Existen varios tipos de foliación, dependiendo del grado de metamorfismo y de la mineralogía de la roca original. Consideraremos tres de ellos: Pizarrosidad, esquistosidad y bandeado gnéisico.

Pizarrosidad (slaty cleavage). Durante la transformación de una lutita en una pizarra, los minerales arcillosos

(estables en la superficie) recrystalizan en diminutos microcristales de mica (estables a temperaturas y presiones mucho más elevadas). Además, esos cristales planares de mica se alinean de manera que sus superficies planas queden casi paralelas. Por consiguiente, la pizarra puede separarse fácilmente por medio de los granos de mica originando placas bastante planas. Esta propiedad se denomina **foliación rocosa**, o **pizarrosidad** para diferenciarla del tipo de foliación exhibida por los minerales individuales (Figura 7.3). Dado que los granos de mica que forman la pizarra son diminutos, los planos de foliación no suelen ser visibles a simple vista. Pero la pizarra se considera foliada porque puede separarse fácilmente en láminas, lo que demuestra que sus minerales están alineados.

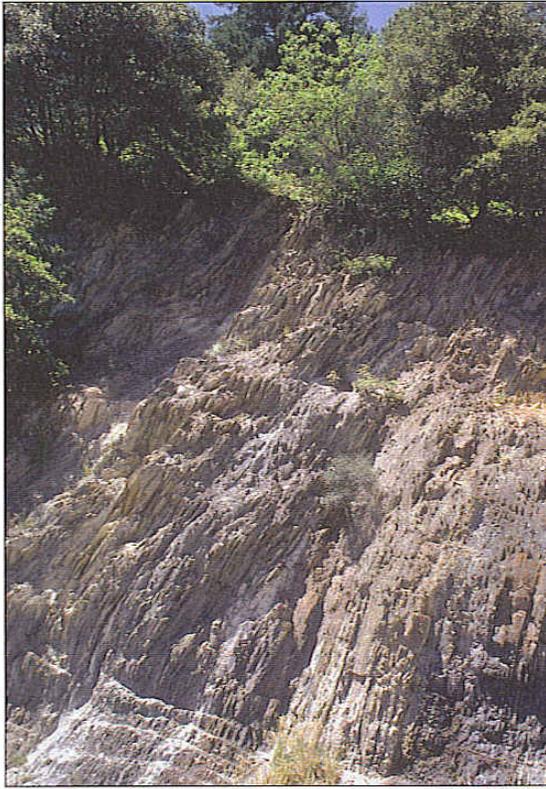


Figura 7.3 La pizarrosidad es el tipo de foliación mostrado por esta roca metamórfica, California. La alineación mineral paralela en esta roca le permite escindirse fácilmente en las placas planas visibles en la foto. (Foto de E. J. Tarbuck).

Esquistosidad. Bajo regímenes de presión y temperatura más extremos, los pequeños granos de mica de las pizarras crecerán. Esos cristales de mica, que tienen un diámetro de hasta 1 cm, dan a la roca un aspecto escamoso. Este tipo de foliación se denomina **esquistosidad**, y una roca que tiene esta textura se denomina *esquisto*. Existen muchos tipos de esquistos, dependiendo de la roca madre original, y se denominan en función de sus constituyentes minerales: mica-esquisto, talco-esquisto, y así sucesivamente. Con mucho, los más abundantes son los mica-esquistos.

Bandeado gnéisico. Durante el metamorfismo de grado alto, las migraciones iónicas pueden ser lo suficientemente grandes como para causar segregaciones minerales. Un ejemplo se muestra en la Figura 7.2, inferior derecha. Obsérvese que los silicatos oscuros y claros están separados, dando a la roca un aspecto bandeado, conocido

como **bandeado gnéisico**. Las rocas metamórficas de este tipo de texturas se denominan *gneises* y son bastante comunes. Los gneis se forman, a menudo, por el metamorfismo de granitos o dioritas, pero pueden formarse a partir de gabros o incluso por el metamorfismo en grado alto de esquistos. Aunque foliado, el gneis normalmente no se separará en capas paralelas a los cristales con tanta facilidad como las pizarras.

Textura no foliada. No todas las rocas metamórficas tienen texturas foliadas. Las que no la tienen se denominan **no foliadas**. Las rocas metamórficas compuestas sólo de un mineral cuyos cristales se caracterizan por tener un hábito equidimensional, suelen tener una foliación no apreciable a simple vista. Por ejemplo, cuando una caliza de grano fino (compuesta de un solo mineral, la calcita) sufre metamorfismo, los pequeños cristales de calcita se combinan para formar cristales intercrecidos relativamente grandes. La roca resultante, el *mármol*, tiene una textura similar a la de las rocas ígneas de grano grueso. Aunque la mayoría de los mármoles no son foliados, su estudio microscópico puede revelar algún aplanamiento y paralelismo de los granos.

Además, algunas calizas contienen capas delgadas de minerales de arcilla que pueden distorsionarse durante el metamorfismo. Las “impurezas” suelen aparecer como bandas curvadas de materiales oscuros que fluyen a través del mármol, una indicación clara de metamorfismo.

Cambios mineralógicos

En el metamorfismo desde lutitas a pizarras, vimos que los minerales de arcilla recrystalizan para formar cristales de mica. Durante la mayor parte de la recrystalización, incluyendo este ejemplo, no cambia la composición química de la roca (excepto por la pérdida de agua y dióxido de carbono). Antes bien, los minerales existentes y los iones disponibles en el agua se recombinarán para formar minerales que sean estables en el nuevo ambiente. Un ejemplo común es cuando la caliza (CaCO_3), que contiene abundante cuarzo (SiO_2), se calienta durante el metamorfismo de contacto. Los cristales de calcita y de cuarzo reaccionan químicamente para formar wollastonita (CaSiO_3), con liberación de dióxido de carbono.

En algunos ambientes, sin embargo, se introducen nuevos materiales durante el proceso metamórfico. Por ejemplo, la roca adyacente a un gran cuerpo magmático adquiriría nuevos elementos procedentes de las **soluciones hidrotermales** (agua caliente). Muchos depósitos metálicos se forman por la deposición de minerales procedentes de las soluciones hidrotermales.

Con el desarrollo de la tectónica de placas resultó claro que algunos de los depósitos hidrotermales ricos en metales se originaron a lo largo de antiguos centros de

expansión (dorsales oceánicas). Conforme el agua del mar se infiltra a través de la corteza oceánica recién formada, disuelve sulfuros metálicos de las rocas basálticas. Los líquidos calientes ricos en metales ascienden a lo largo de las fracturas y salen del suelo oceánico como chorros de agua caliente de color oscuro llenos de partículas, que se denominan “black smokers”. Tras su mezcla con el agua de mar fría, los sulfuros precipitan para formar depósitos metálicos masivos. Éste es el origen de los yacimientos de cobre que se extraen en las menas actuales en la isla de Chipre. Algunos de los depósitos de cobre más ricos de la Tierra se han formado de esta manera.



Rocas metamórficas comunes

Como hemos visto, el metamorfismo produce muchos cambios en las rocas, entre ellos un aumento de su densidad, crecimiento de cristales más grandes, reorientación de los granos minerales, lo que da a las rocas un aspecto planar o bandeado, conocido como foliación, y la transformación de minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura. Además, la introducción de iones genera nuevos minerales, algunos de los cuales son importantes desde el punto de vista económico. Examinaremos ahora algunas de las rocas más comunes generadas por los diversos procesos metamórficos (Tabla 7.1).

Rocas foliadas

Pizarra. La pizarra es una roca foliada de grano muy fino compuesta por pequeños cristales de mica. La característica más destacada de la pizarra es su excelente exfoliación, o tendencia a romperse en láminas planas. Esta propiedad convirtió tradicionalmente a la pizarra en una roca muy útil para tejados, baldosas, pizarras y tablas de billar.

La pizarra se origina casi siempre por el metamorfismo en grado bajo de lutitas, aunque, con menor fre-

cuencia, también se forma a partir de cenizas volcánicas. El color de la pizarra depende de sus constituyentes minerales. Las pizarras negras (carbonácea) contiene materia orgánica (portadora de carbón), las pizarras rojas deben su color al óxido de hierro y las verdes normalmente contienen clorita, un mineral semejante a la mica formada por el metamorfismo de silicatos ricos en hierro.

Dado que las pizarras se forman durante el metamorfismo de grado bajo, suelen conservar evidencias de los planos de estratificación originales de la lutita. Sin embargo, la orientación de los planos de pizarrosidad (foliación de las pizarras) forma un ángulo pronunciado con la estratificación original (Figura 7.4). Por tanto, a diferencia de las lutitas, que se escinden a lo largo de planos de estratificación, las pizarras lo hacen cortando dichos planos.

Filita. La filita representa una gradación en el metamorfismo entre la pizarra y el esquisto. Sus minerales planares son más grandes que los de la pizarra, pero no lo bastante como para ser claramente identificables a simple vista. Aunque la filita parece similar a la pizarra, puede distinguirse con facilidad por su brillo satinado (Figura 7.5). La filita, normalmente, muestra pizarrosidad y está compuesta fundamentalmente por cristales muy finos de moscovita o clorita.

Esquisto. Los esquistos son rocas muy foliadas que pueden romperse con facilidad en pequeñas placas o láminas. Por definición, contienen más del 20% de minerales planares y alargados que normalmente incluyen las micas (moscovita, biotita) y el anfíbol. Como las pizarras, las rocas a partir de las cuales se originan son las lutitas, pero para formar esquistos, el metamorfismo es más intenso. Además, la mayoría de los esquistos son producto de los episodios importantes de formación de montañas.

El término *esquisto* describe la textura de una roca. Para indicar la composición, se utilizan también los nombres de sus minerales. Por ejemplo, los esquistos com-

Tabla 7.1 Rocas metamórficas comunes

Rocas metamórficas	Textura	Roca inicial	Comentarios
Pizarras	Foliada	Lutitas	De grano muy fino
Filitas	Foliada	Lutitas	De grano fino a medio
Esquistos	Foliada	Lutitas, rocas volcánicas y graníticas	Minerales diversos de grano grueso
Gneises	Foliada	Lutitas, rocas volcánicas y graníticas	De grano grueso (no micáceo)
Mármoles	No foliada	Calizas, dolomías	Compuesto por granos de calcita intercrecidos
Cuarcitas	No foliada	Arenisca rica en cuarzo	Compuesto por granos de cuarzo intercrecidos
Corneanas	No foliada	Cualquier material de grano fino	De grano fino
Migmatitas	Débilmente foliada	Mezcla de rocas graníticas y máficas	Compuesto por capas con volutas
Milonitas	Débilmente foliada	Cualquier material	Roca dura de grano fino
Metaconglomerados	Débilmente foliada	Conglomerado rico en cuarzo	Cantos rodados muy estirados
Anfibolitas	Débilmente foliada	Rocas volcánicas máficas	De grano grueso

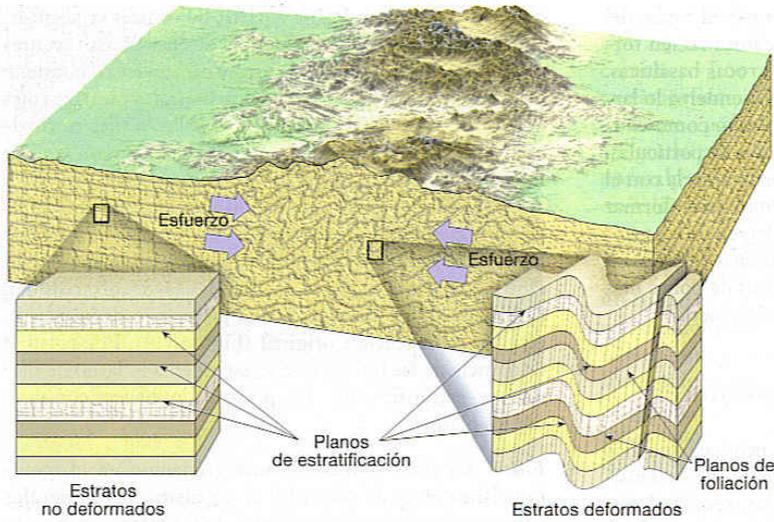


Figura 7.4 Ilustración que muestra la relación entre la pizarrosidad y los planos de estratificación.

puestos fundamentalmente por las micas moscovita y biotita se denominan *micaesquistos*. Dependiendo del grado de metamorfismo y de la composición de la roca original, los mica-esquistos contienen a menudo *minerales accesorios* exclusivos de las rocas metamórficas. Algunos minerales accesorios comunes son el *granate*, la *estaurolita* y la *sillimanita*, en cuyo caso la roca se denomina *micaesquisto granatífero*, *micaesquisto estaurolítico* y así sucesivamente (Figura 7.6). Algunos esquistos contienen otro mineral accesorio, el *grafito* que se utiliza para las “mi-

nas” de los lapiceros, para elaborar las fibras de grafito (utilizadas en las cañas de pescar) y como lubricante (normalmente para cerraduras).

Además, los esquistos pueden estar compuestos en gran medida por los minerales clorita o talco, en cuyo caso se denominan, respectivamente, *esquistos con clorita* (*esquistos verdes*) y *talcoesquistos*. Los esquistos cloríticos y talco-esquistos pueden formarse cuando rocas con una composición basáltica experimentan metamorfismo.

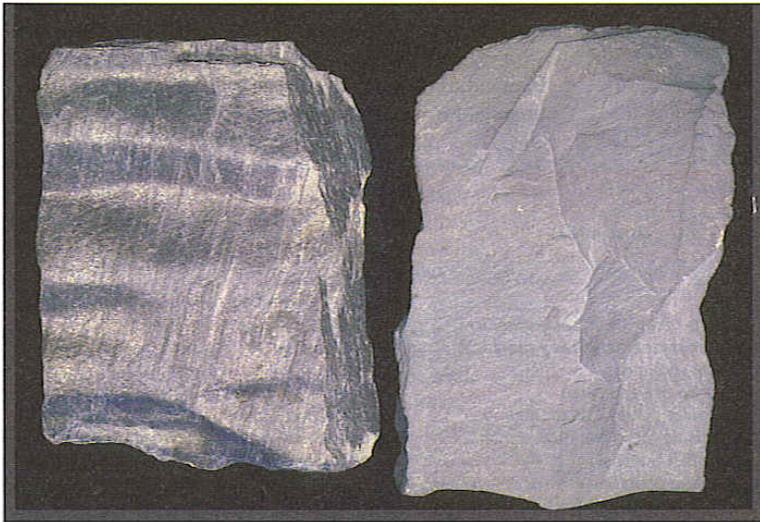
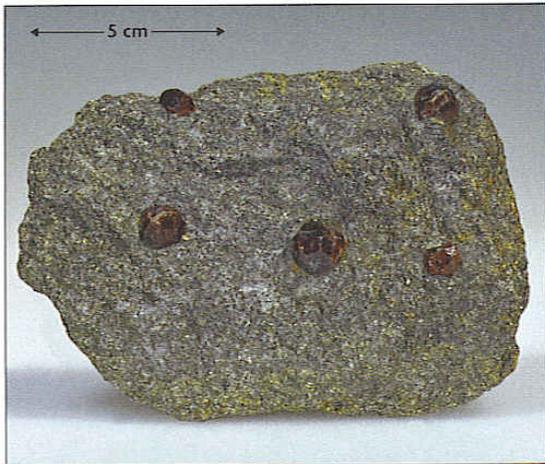


Figura 7.5 La filita (izquierda) puede distinguirse de la pizarra (derecha) por su brillo satinado. (Foto de E. J. Tarbuck).



Vista de cerca



Figura 7.6 Mica-esquisto granatífero. Los cristales rojo oscuro del granate y la matriz clara de la mica se formaron durante el metamorfismo de lutitas. (Foto de E. J. Tarbuck).

Gneis. *Gneis* es el término aplicado a las rocas metamórficas bandeadas que contienen fundamentalmente minerales alargados y granulares (en oposición a los planares). Los minerales más comunes en el gneis son el cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa. Son comunes también cantidades menores de moscovita, biotita y hornblenda. En los gneises tiene lugar una segregación de silicatos claros y oscuros, dándoles un aspecto bandeado característico. Por tanto, la mayoría de los gneises consisten en bandas alternas de zonas ricas en feldespatos blancos o rojizos y en capas de minerales ferromagnésicos oscuros (véase Figura 7.2, inferior derecha). Esos gneises bandeados son habitualmente deformados por pliegues mientras están en estado plástico (Figura 7.7). Algunos gneises se rompen a lo largo de las capas de los minerales planares, pero la mayoría se rompe de una manera irregular.

Los gneises que tienen una composición similar a la del granito derivan probablemente de éste o de su equivalente afanítico. Sin embargo, también pueden formarse a partir del metamorfismo en grado alto de esquistos. En este caso, los gneises representan la última roca de la



Figura 7.7 Gneis deformado y plegado. (Foto de E. J. Tarbuck).

secuencia de pizarras, filitas, esquistos y gneises. Como los esquistos, los gneises pueden incluir también grandes cristales de minerales accesorios como el granate y la estauroлита. Los gneises pueden estar compuestos también mayoritariamente por minerales oscuros como los que forman el basalto. Por ejemplo, una roca rica en anfíbol que tenga una textura gneílica se denomina *gneis anfibólico*.

Rocas no foliadas

Mármol. El mármol es una roca cristalina de grano grueso que deriva de calizas o dolomías (Figura 7.8). El mármol puro es blanco y está compuesto esencialmente por calcita. Dado su atractivo color y su relativa blandura (dureza de 3), el mármol es una piedra de construcción usada en los grandes edificios. El mármol blanco es particularmente apreciado como piedra a partir de la cual se tallan monumentos y estatuas, como la famosa estatua de David de Miguel Ángel. Por desgracia, dado que el mármol es básicamente carbonato cálcico, es fácilmente atacado por la lluvia ácida. Algunos monumentos históricos y lápidas muestran ya una intensa meteorización química.

A menudo, la caliza a partir de la cual se forma el mármol contiene impurezas que lo colorean. Por tanto, el mármol puede ser rosa, gris, verde o incluso negro. Además, cuando la caliza impura se metamorfoza, el mármol resultante puede contener gran diversidad de minerales accesorios (clorita, mica, granate y, normalmente, wollastonita). Cuando el mármol se forma a partir de caliza interestratificada con lutitas, aparece bandeado. Si estas rocas sufren grandes deformaciones los pliegues pueden dar a la roca un diseño bastante artístico.

Cuarcita. La *cuarcita* es una roca metamórfica muy dura casi siempre formada a partir de arenisca rica en cuarzo

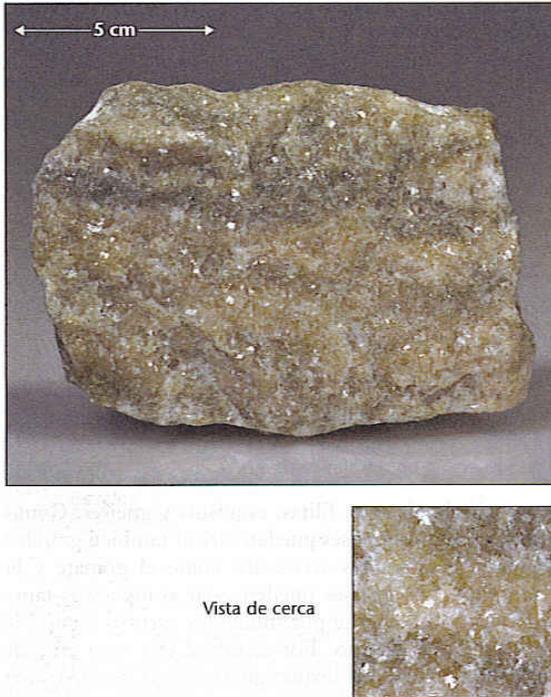


Figura 7.8 Mármol, roca cristalina formada por el metamorfismo de calizas. (Foto de E. J. Tarbuck).

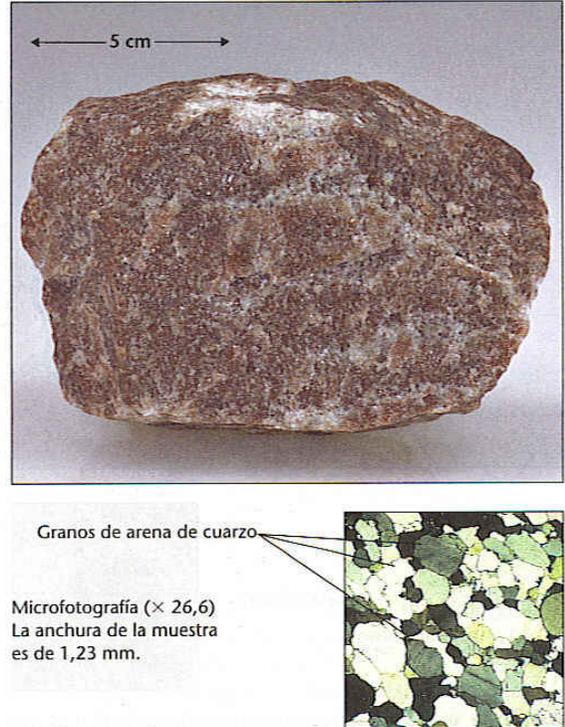


Figura 7.9 La cuarcita es una roca metamórfica no foliada formada a partir de la arenisca rica en cuarzo. La microfotografía muestra los granos de cuarzo entrelazados típicos de la cuarcita. (Foto de E. J. Tarbuck).

(Figura 7.9). Bajo condiciones de metamorfismo de grado moderado a elevado, los granos de cuarzo de la arenisca se funden como briznas de vidrio (Figura 7.9). La recristalización es tan completa que cuando se rompe, la cuarcita no se escinde entre los granos de cuarzo originales, sino a través de ellos. En algunos casos, estructuras sedimentarias del tipo de la estratificación cruzada se conservan y dan a la roca un aspecto bandeado. La cuarcita es normalmente blanca, pero los óxidos de hierro pueden producir tintes rojizos o rosados. Granos de minerales oscuros pueden colorearla de gris.

Metamorfismo de contacto

El metamorfismo de contacto se produce cuando un magma intruye una roca más fría. En la roca huésped se forma una zona de alteración denominada *aureola* (o halo) alrededor del emplazamiento de magma (Figura 7.10). Los pequeños cuerpos magmáticos intrusivos, que generan diques y sills tienen aureolas de tan sólo unos pocos centímetros de grosor. Por el contrario, los cuerpos magmáticos grandes que forman los batolitos pueden crear aureolas metamórficas de varios kilómetros de gro-

sor (Figura 7.10). Esas grandes aureolas a menudo están constituidas por varias *zonas metamórficas*. Cerca del cuerpo magmático, pueden formarse minerales de temperatura elevada, como el granate, mientras que más lejos se generan minerales de grado bajo como la clorita.

Además del tamaño del cuerpo magmático intrusivo, la composición mineral de la roca huésped y la disponibilidad de agua afectan en gran medida al tamaño de la aureola. En rocas químicamente activas, como las calizas, la zona de alteración puede extenderse 10 kilómetros o más desde el cuerpo magmático. Aquí, la aparición de minerales como el granate o la wollastonita marcan las zonas metamórficas.

La mayoría de las rocas formadas por metamorfismo de contacto son rocas de grano fino, densas, duras y de composiciones químicas diversas. Por ejemplo, durante el metamorfismo de contacto los minerales de arcilla se calientan como si estuvieran colocados en un horno, y pueden generar una roca muy dura y de grano fino que recuerda a la porcelana. Dado que las presiones dirigidas no son un factor fundamental para la formación de estas

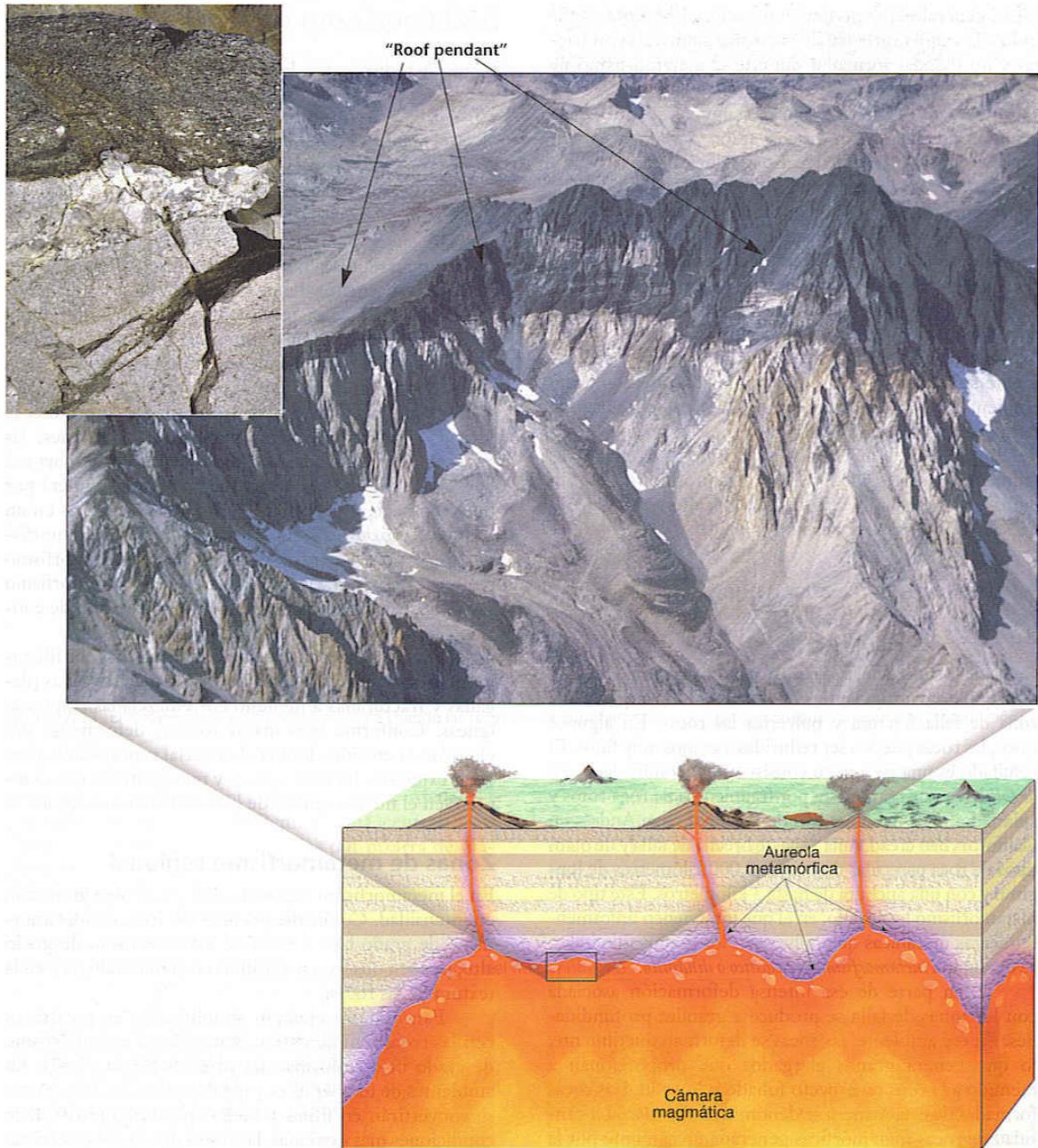


Figura 7.10 El metamorfismo de contacto produce una zona de alteración denominada *aureola* alrededor de un cuerpo ígneo intrusivo. En la foto, la capa oscura, denominada "Roof pendant", está formada por roca caja metamorfozada adyacente a la parte superior del plutón ígneo de color claro. La expresión "Roof pendant" implica que la roca fue en alguna ocasión el techo de una cámara magmática. Sierra Nevada, cerca de Bishop, California. La foto pequeña es un detalle de un punto de contacto entre el plutón ígneo y la roca huésped metamorfozada.

rocas, generalmente no tienen foliación. El nombre aplicado a la amplia variedad de rocas metamórficas compactas y no foliadas formadas durante el metamorfismo de contacto es el de *corneanas* (*hornfels*).

Cuando los grandes plutones ígneos se enfrían, se expulsan fluidos calientes, ricos en iones (*soluciones hidrotermales*) que no cristalizan. Esas soluciones percolan a través de la roca huésped circundante, reaccionando químicamente con ella y promoviendo el proceso metamórfico. Además, las soluciones hidrotermales son la fuente de una gran variedad de depósitos de minerales metálicos que pueden extraerse con rentabilidad de las rocas metamórficas. Entre esos depósitos se cuentan las menas de cobre, cinc, plomo, hierro y oro*.

El metamorfismo de contacto se reconoce fácilmente sólo cuando se produce en la superficie o en un ambiente próximo a la superficie, donde el contraste de temperaturas entre el magma y la roca huésped es grande. Indudablemente el metamorfismo de contacto es también un proceso activo a grandes profundidades. Sin embargo, su efecto es empañado por la alteración general causada por el metamorfismo regional.

Metamorfismo en zonas de falla

Cerca de la superficie, las rocas se comportan como un sólido frágil. Por consiguiente, el movimiento a lo largo de una zona de falla fractura y pulveriza las rocas. En algunos casos, las rocas pueden ser reducidas a granos muy finos. El resultado es una roca poco consistente denominada *brecha de falla* que está compuesta por fragmentos de roca rotos y aplastados. Los movimientos de la falla de San Andrés en California han creado una zona de brecha de falla y de otros tipos de roca parecidas de más de 1.000 kilómetros de longitud y con una anchura de hasta 3 kilómetros. Este tipo de metamorfismo localizado, en el que intervienen únicamente fuerzas mecánicas que pulverizan los granos minerales, se denomina *metamorfismo cataclástico o dinámico*.

Gran parte de esa intensa deformación asociada con las zonas de falla se produce a grandes profundidades. En ese ambiente, las rocas se deforman dúctilmente, lo que genera granos alargados que proporcionan a menudo a la roca un aspecto foliado o lineado. Las rocas formadas de esta manera se denominan *milonitas*. La cantidad de rocas metamórficas generada únicamente por la formación de fallas en todo el mundo es pequeña cuando se compara con los otros procesos. No obstante, en algunas áreas estas rocas son bastante abundantes.

*Para más información sobre los depósitos hidrotermales, véase Capítulo 21.

Metamorfismo regional

Como se indicó antes, la mayor cantidad de rocas metamórficas se producen durante el metamorfismo regional asociado con la formación de montañas. Durante esos acontecimientos dinámicos, grandes segmentos de la corteza terrestre son intensamente comprimidos y llegan a estar altamente deformados (Figura 7.11). Conforme las rocas se pliegan y se fracturan, la corteza se acorta y se engrosa, como una alfombra arrugada. Este engrosamiento general de la corteza se traduce en terrenos que se elevan por encima del nivel del mar.

Aunque hay material obviamente elevado hasta grandes altitudes durante la formación de las montañas, una cantidad de roca igual de voluminosa es forzada hacia abajo, donde experimenta temperaturas y presiones elevadas. Aquí, en las "raíces" de las montañas, se produce la actividad metamórfica más intensa. En ocasiones, las rocas deformadas son calentadas hasta fundirse. Una vez que se ha formado suficiente magma éste ascenderá por flotación hacia la superficie. Los magmas situados en un ambiente próximo a la superficie producirán metamorfismo de contacto dentro de la zona de metamorfismo regional. Por tanto, las áreas afectadas por metamorfismo regional suelen mostrar zonas de metamorfismo de contacto, así como de metamorfismo cataclástico.

Por consiguiente, los núcleos de muchas cordilleras montañosas están formados por rocas metamórficas plegadas y fracturadas a menudo entremezcladas con rocas ígneas. Conforme esas masas rocosas deformadas son elevadas, la erosión elimina el material suprayacente para dejar expuestas las rocas ígneas y metamórficas que comprenden el núcleo central de la cordillera montañosa.

Zonas de metamorfismo regional

En el metamorfismo regional, suele existir una gradación en intensidad. Conforme pasamos de áreas de metamorfismo de grado bajo a áreas de metamorfismo de grado alto, pueden observarse cambios en la mineralogía y en la textura de las rocas.

Para dar un ejemplo simplificado, empezaremos con las rocas sedimentarias. Sometidas al metamorfismo de grado bajo se forman las pizarras (Figura 7.12). En ambientes de temperatura y presión elevadas, las pizarras se convertirán en filitas y luego en micaesquistos. Bajo condiciones más extremas, las micas del esquistos recristalizarán en minerales como el feldespato y la hornblenda, y finalmente generarán gneises.

Se puede ver esta transición acercándose a los Apalaches desde el oeste. Las capas de lutitas, que antiguamente se extendieron a lo largo de grandes áreas del este de Estados Unidos, todavía se encuentran como estratos

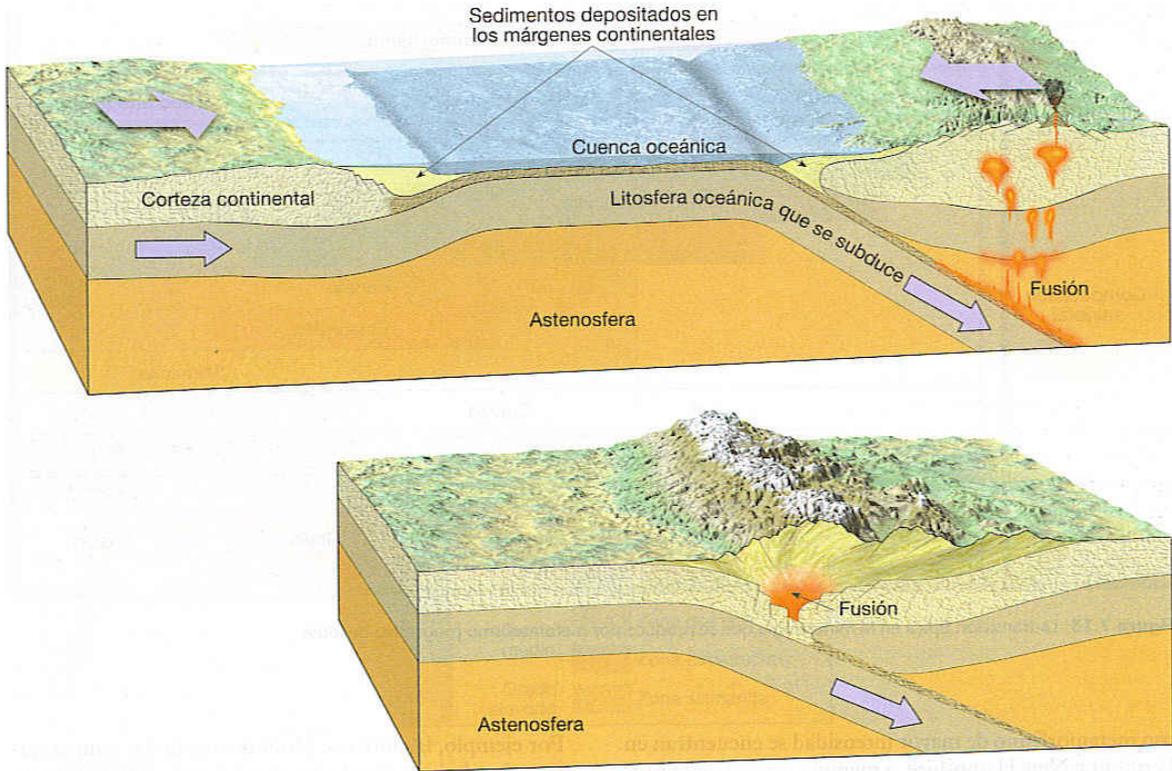


Figura 7.11 El metamorfismo regional se produce cuando las rocas son comprimidas entre dos placas convergentes durante la formación de montañas.

casi planos en Ohio. Sin embargo, en los Apalaches enormemente plegados de Pennsylvania central, esos estratos están inclinados y formados por pizarra de grado bajo.

Conforme nos alejamos hacia el este, hacia la zona interna de los Apalaches, encontramos grandes afloramientos de esquistos y gneises, algunos de los cuales son quizá restos de estratos horizontales de pizarra. Las zonas



Figura 7.12 Ilustración idealizada del metamorfismo regional progresivo. De izquierda a derecha, pasamos de un metamorfismo de grado bajo (pizarra) a un metamorfismo de grado alto (gneis). (Fotos de E. J. Tarbuck).

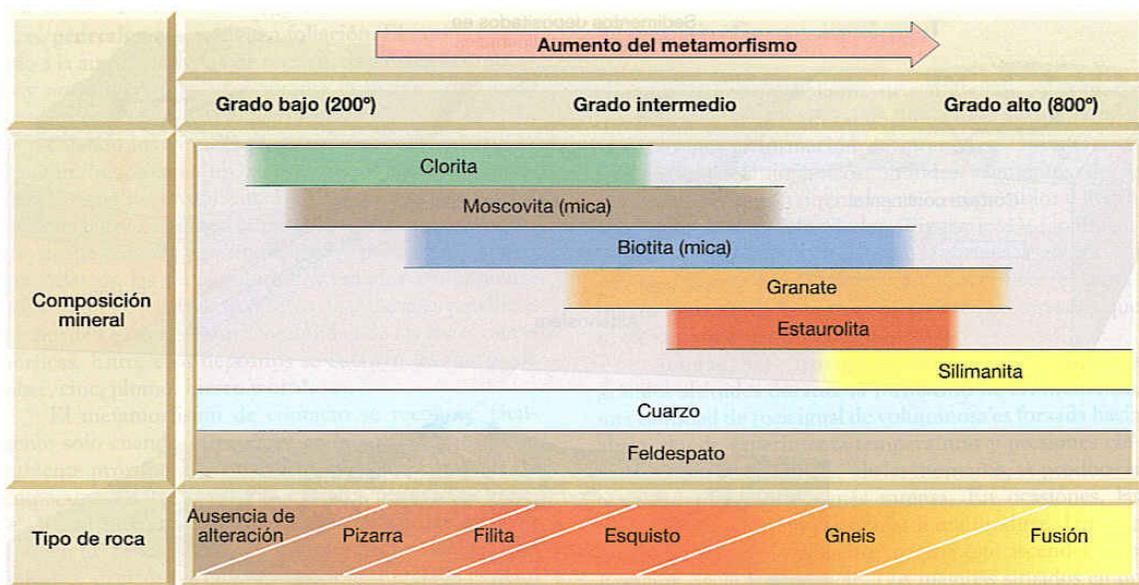


Figura 7.13 La transición típica en la mineralogía que se produce por metamorfismo progresivo de lutita.

con metamorfismo de mayor intensidad se encuentran en Vermont y New Hampshire, a menudo cerca de intrusiones ígneas.

Minerales índice. Además de los cambios de textura, encontramos cambios de mineralogía conforme progresamos desde el metamorfismo de grado bajo al de grado alto. Una transición idealizada en mineralogía que se produce como consecuencia del metamorfismo regional de lutitas se muestra en la Figura 7.13. El primer mineral nuevo que se produce durante la formación de las pizarras es la clorita. Si nos desplazamos hacia la región del metamorfismo de grado alto, la clorita es sustituida por cantidades incluso mayores de moscovita y biotita. Los micaesquistos se forman bajo condiciones más extremas y pueden contener también granate y cristales de estaurolita. A temperaturas y presiones próximas a las del punto de fusión de la roca, se forma sillimanita. Esta última es un mineral metamórfico de temperatura elevada utilizado para fabricar porcelanas refractarias como las utilizadas en las bujías.

A través del estudio de las rocas metamórficas y de los experimentos de laboratorio, los investigadores han descubierto que ciertos minerales son buenos indicadores del ambiente metamórfico en el cual se formaron. Utilizando esos **minerales índice**, los geólogos distinguen entre diferentes zonas de metamorfismo regional.

Por ejemplo, la clorita se produce cuando las temperaturas son relativamente bajas, alrededor de 200 °C (Figura 7.13). Por el contrario, la sillimanita se forma en ambientes extremos donde la temperatura supera los 600 °C. Cartografiando las zonas donde están los minerales índices, los geólogos cartografían de hecho zonas con distinta intensidad metamórfica. En la Figura 7.14 se esbozan las zonas metamórficas que afloran en Nueva Inglaterra.

Migmatitas. En los ambientes más extremos, incluso las rocas metamórficas de alto grado están sometidas a cambios. Por ejemplo, en una zona próxima a la superficie donde las temperaturas se aproximen a 750 °C, empezarán a fundirse los esquistos o los gneises que tengan una composición química similar a la del granito. Sin embargo, recordemos lo hablado sobre las rocas ígneas, que no todos los minerales se funden a la misma temperatura. Los silicatos no ferromagnesianos, normalmente el cuarzo y el feldespato potásico, se fundirán primero, mientras que los silicatos máficos, como el anfíbol y la biotita, se mantendrán sólidos. Si esta roca parcialmente fundida se enfría, se formarán bandas claras de roca ígnea cristalina mientras que las bandas oscuras consistirán en material metamórfico no fundido. Las rocas de este tipo caen en una zona de transición entre las rocas ígneas “verdaderas” y las rocas metamórficas “verdaderas”. Se denominan **migmatitas**.

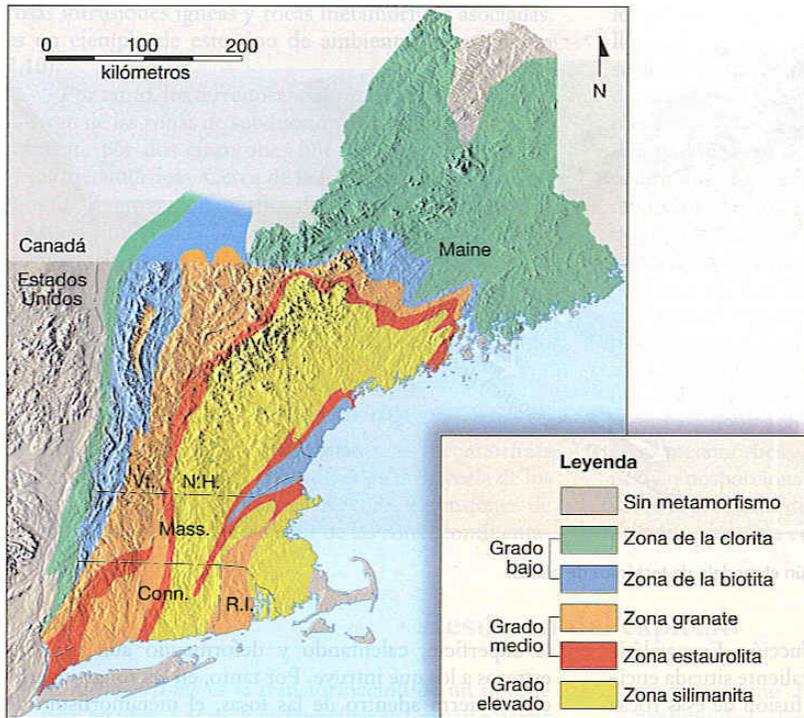


Figura 7.14 Zonas de intensidades metamórficas en Nueva Inglaterra.

Metamorfismo y tectónica de placas

La mayor parte de nuestro conocimiento sobre el metamorfismo apoya lo que sabemos acerca del comportamiento dinámico de la Tierra según se esboza en la teoría de la tectónica de placas. En este modelo, la mayor parte de la deformación y el metamorfismo asociado se produce en la proximidad de los *bordes de placa convergentes*, donde las placas litosféricas se aproximan unas a otras. A lo largo de algunas zonas convergentes, los bloques continentales colisionan para formar estructuras montañosas, como se ilustró antes en la Figura 7.11. En esos ambientes, las fuerzas compresionales comprimen y generalmente deforman los bordes de las placas convergentes, así como los sedimentos que se han acumulado a lo largo de los márgenes continentales. Muchos de los principales cinturones montañosos de la Tierra, entre ellos los Alpes, el Himalaya y los Apalaches, se formaron de esta manera. Todos estos sistemas montañosos se componen (en grados variables) de rocas deformadas y sometidas a metamorfismo que fueron comprimidas entre dos placas convergentes.

También se produce metamorfismo a gran escala a lo largo de las zonas de subducción donde las placas oceánicas descienden hacia el manto. Un examen detallado de la Figura 7.15 muestra que existen diversos ambientes metamórficos a lo largo de este tipo de bordes convergentes. Cerca de las fosas, las placas formadas por litosfera oceánica fría están descendiendo a grandes profundidades. Conforme la litosfera desciende, los sedimentos y las rocas de la corteza son sometidos a temperaturas y presiones que aumentan de manera constante (Figura 7.15). Sin embargo, la temperatura de la placa descendente permanece más fría que la del manto circundante porque las rocas son malas conductoras del calor. Las rocas formadas en este ambiente de baja temperatura y alta presión se denominan *esquistos azules*, debido a la presencia de glaucofana, un anfíbol de color azul. Las rocas de la cordillera de la costa de California se formaron de esta manera. En esta zona rocas, muy deformadas que estuvieron una vez muy profundamente enterradas, han aflorado, debido a un cambio en el borde de placa.

Las zonas de subducción son también un lugar importante de generación de magmas (Figura 7.15). Recordemos, del Capítulo 3, que, conforme una placa oceánica se hunde, el calor y la presión impulsan el agua

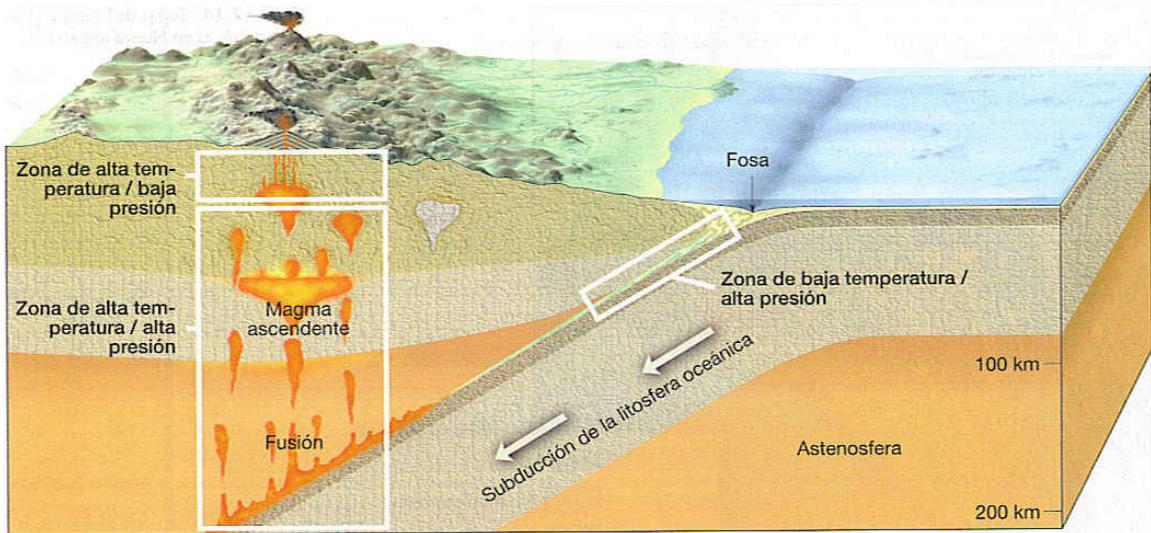


Figura 7.15 Ambientes metamórficos según el modelo de tectónica de placas.

desde las rocas de la corteza en subducción. Esos volátiles migran hacia la cuña de material caliente situada encima y disminuyen la temperatura de fusión de esas rocas del manto lo suficiente como para generar magmas. Una vez fundida suficiente roca, asciende por flotación hacia

la superficie, calentando y deformando aún más los estratos a los que intruye. Por tanto, en las zonas superficiales, tierra adentro de las fosas, el metamorfismo de contacto de alta temperatura y baja presión es común (Figura 7.15). Sierra Nevada (EEUU), donde hay nume-

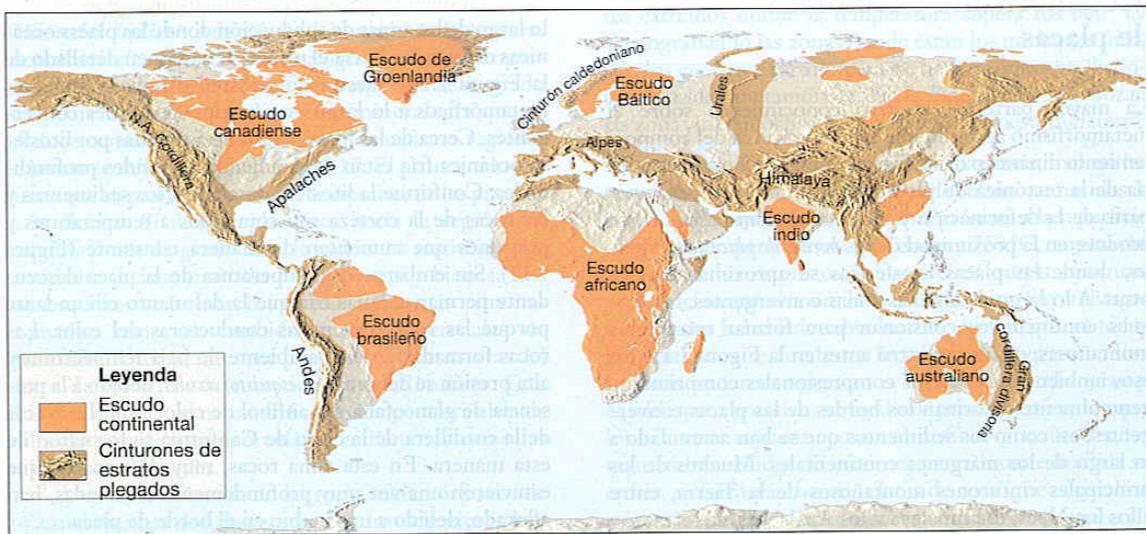


Figura 7.16 Afloramientos de las rocas metamórficas. Los escudos continentales del mundo están compuestos fundamentalmente por rocas metamórficas. Además, las porciones deformadas de muchos cinturones montañosos son también metamórficas. El resto de las zonas que se muestran en este mapa son zonas estables del interior de los continentes, que generalmente están formados por estratos sedimentarios no deformados que se sitúan encima de las rocas de basales metamórficas e ígneas.

rosas intrusiones ígneas y rocas metamórficas asociadas, es un ejemplo de este tipo de ambiente (véase Figura 7.10).

Por tanto, los terrenos montañosos que se forman a lo largo de las zonas de subducción están formados generalmente por dos cinturones lineales bien definidos de rocas metamórficas. Cerca de la fosa oceánica, encontramos un régimen metamórfico de alta presión y baja temperatura similar al de la cordillera de la costa de California. Más lejos, en dirección hacia tierra firme, en la región de las intrusiones ígneas, el metamorfismo está dominado por temperaturas elevadas y presiones bajas; es decir, ambientes similares a los asociados con el batolito de Sierra Nevada (EEUU).

Ambientes metamórficos antiguos

Además de los cinturones lineales de rocas metamórficas que se encuentran en las zonas axiales de la mayoría de los cinturones montañosos, existen mayores extensiones de rocas metamórficas en el interior de las zonas continentales

estables (Figura 7.16). Estas extensiones relativamente llanas de rocas metamórficas y plutones ígneos asociados se denominan **escudos**. Una de estas estructuras, el escudo canadiense, tiene un relieve muy plano y forma el basamento rocoso de gran parte de Canadá central, extendiéndose desde la bahía Hudson hasta el norte de Minnesota. La datación radiométrica del escudo canadiense indica que está compuesto por rocas cuya edad oscila entre 1.800 y 3.800 millones de años. Dado que los escudos son antiguos, y que su estructura es similar a la existente en los núcleos de los terrenos montañosos recientes, se supone que son los restos de periodos mucho más antiguos de formación de montañas. Esta evidencia apoya con fuerza la opinión generalmente aceptada de que la Tierra ha sido un planeta dinámico a lo largo de la mayor parte de su historia. Los estudios de estas enormes áreas metamórficas en el contexto de la tectónica de placas han proporcionado a los geólogos nuevas perspectivas sobre el problema del origen de los continentes. Consideraremos este tema con más detalle en el Capítulo 20.

Resumen del capítulo

- El *metamorfismo* es la transformación de un tipo de roca en otro. Las *rocas metamórficas* se forman a partir de rocas preexistentes (ya sean rocas ígneas, sedimentarias y otras rocas metamórficas) que han sido alteradas por los agentes del metamorfismo, entre los que se cuentan el *calor*, la *presión* y los *fluidos químicamente activos*. Durante el metamorfismo algo del material debe permanecer sólido. Los cambios que se producen en las rocas son texturales, así como mineralógicos.
- El metamorfismo se produce casi siempre en uno de estos tres ambientes: (1) cuando una roca está en contacto con una masa de magma, o cerca de ella, se produce *metamorfismo de contacto*; (2) durante la formación de montañas, donde grandes volúmenes de rocas experimentan *metamorfismo regional*, o (3) *a lo largo de zonas de falla*. El mayor volumen de roca metamórficas se produce mediante el metamorfismo regional.
- Los tres factores del metamorfismo son el calor, la presión y los fluidos químicamente activos. La composición mineral de las rocas preexistentes determina, hasta una cierta medida, el grado en que cada factor metamórfico influirá. El calor es quizá el factor más importante, porque proporciona la energía para impulsar las reacciones químicas que provocan la recristalización de los minerales. La presión, como la temperatura, aumentan con la profundidad. Cuando son sometidas al *esfuerzo* ejercido por el peso de las rocas situadas sobre ellas o durante la formación de una montaña, las rocas localizadas a gran profundidad se calientan y se comportan plásticamente. Los fluidos químicamente activos, fundamentalmente el agua con iones en solución, también potencian el proceso metamórfico actuando como un catalizador y contribuyendo a la migración iónica.
- El *grado del metamorfismo se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas metamórficas*. Durante el proceso metamórfico, las rocas aumentan su densidad y, conforme aumenta el grado metamórfico, la recristalización puede inducir al crecimiento de cristales más grandes. Los minerales con una estructura planar o prismática se disponen a menudo con una orientación esencialmente perpendicular a la dirección de la fuerza de compresión, proporcionando a la roca una apariencia laminar o con bandas denominada *foliación*. La foliación en las rocas de grano fino se denomina *pizarrosidad*, o en rocas con cristales más grandes, de aspecto laminar, se denomina *esquistosidad*. Durante el metamorfismo de grado alto, las migraciones iónicas pueden inducir la segregación en bandas de los minerales. Las rocas metamórficas con una textura en bandas se deno-

minan *gneises*. Las rocas metamórficas compuestas sólo por un mineral que forma cristales equidimensionales generalmente no presentan *foliación*. La mayoría de los *mármoles* (calizas metamorfizadas) son no foliadas. Además, el metamorfismo puede inducir la transformación de minerales de baja temperatura en minerales de alta temperatura y, a través de la introducción de iones de *soluciones hidrotermales*, generar nuevos minerales, algunos de los cuales forman menas metálicas importantes desde el punto de vista económico.

- Las rocas metamórficas foliadas más comunes son las *pizarras*, las *filitas*, varios tipos de *esquistos* (por ejemplo los micaesquistos granatíferos) y los *gneises*. Las rocas no foliadas son el *mármol* (roca previa: caliza) y la *cuarcita* (casi siempre formada a partir de areniscas ricas en cuarzo).
- Los tres ambientes geológicos en los cuales se produce normalmente el metamorfismo son: (1) en los contactos con las rocas ígneas (*metamorfismo de contacto*); (2) durante episodios dinámicos asociados con la formación de montañas (*metamorfismo regional*), o (3) a lo largo de zonas de falla (*metamorfismo cataclástico*). El metamorfismo de contacto se produce cuando las rocas están en contacto con cuerpos

ígneos, formándose una zona de alteración denominada *aureola* alrededor de la intrusión del magma. La mayoría de las rocas formadas por metamorfismo de contacto son rocas de pequeño grano, densas y compactas con diversas composiciones químicas, y, debido a que las presiones dirigidas no son un factor fundamental, no son generalmente foliadas. El metamorfismo regional tiene lugar a profundidades considerables a lo largo de un área extensa y está asociado con el proceso de formación de montañas. Normalmente, en este tipo de metamorfismo existe una gradación de la intensidad del metamorfismo, y la intensidad del metamorfismo (grado bajo a alto) se refleja en la textura y la mineralogía de las rocas. En los ambientes metamórficos más extremos, pueden formarse unas rocas, denominadas *migmatitas*, que se encuentran en una zona de transición entre las rocas ígneas “verdaderas” y rocas metamórficas “verdaderas”. Durante el metamorfismo a lo largo de las zonas de fractura, las rocas se deforman por fracturación frágil en los ambientes de presión baja y por flujo dúctil en zonas profundas, el cual genera a menudo granos alargados que dan a la roca un aspecto foliado o lineado. En comparación con los otros dos procesos, la cantidad de rocas metamórficas generadas únicamente por este proceso es muy pequeña.

Preguntas de repaso

1. ¿Qué es el metamorfismo? ¿Cuáles son los agentes que transforman las rocas?
2. ¿Qué es la foliación? Distinga entre *pizarrosidad* y *esquistosidad*.
3. Enumere algunos cambios que le pueden ocurrir a una roca en respuesta a los procesos metamórficos.
4. Las pizarras y las filitas se parecen entre sí. ¿Cómo podría distinguir una de otra?
5. Cada una de las siguientes afirmaciones describe una o más características de una roca metamórfica concreta. Para cada una de ellas, nombre la roca metamórfica que se está describiendo.
 - a) Rica en calcita y no foliada.
 - b) Foliada y compuesta fundamentalmente de minerales granulares.
 - c) Representa un grado de metamorfismo entre la pizarra y el esquisto.
 - d) De grano muy fino y foliada; excelente pizarrosidad.
 - e) Foliada y compuesta por más del 50% de minerales planares.
 - f) A menudo compuesta por bandas alternas de silicatos claros y oscuros.
 - g) Roca dura, no foliada que se produce por metamorfismo de contacto.
6. Distinga entre el metamorfismo de contacto y el metamorfismo regional. ¿Cuál crea la mayor cantidad de rocas metamórficas?
7. ¿Qué rasgo permitiría distinguir con facilidad esquistos y gneises de cuarcitas y mármoles?
8. Describa brevemente las diferencias de textura y mineralogía entre las pizarras, mica-esquistos y gneises. ¿Cuál de estas rocas representa el mayor grado de metamorfismo?
9. ¿Están asociadas las migmatitas con metamorfismo de grado alto o de grado bajo?
10. ¿Con qué tipo de borde de placa está asociado el metamorfismo regional?