

Las propiedades físicas de los minerales son el resultado directo de sus características químicas y estructurales; por ello, recurriremos en diversas partes de nuestra exposición a temas tratados en los Capítulos de 2 a 5. En este capítulo examinaremos principalmente aquellas propiedades físicas que pueden determinarse por inspección o mediante ensayos relativamente simples. Como estas propiedades se determinan en muestras manuales, son importantes en el reconocimiento rápido de minerales. Otras propiedades físicas como las determinadas por rayos X o métodos ópticos precisan de equipos especiales y a menudo complicados y de la preparación elaborada de la muestra. Los rayos X y las propiedades ópticas se tratan aparte en los capítulos 7 y 8, respectivamente. Las formas, la estructura y la simetría cristalina (también propiedades físicas) se trataron en los capítulos 2 y 3.

6.1 HÁBITOS Y AGREGADOS CRISTALINOS

El hábito o apariencia de los monocristales, así como la forma en que los cristales crecen juntos en los agregados, son de considerable ayuda en el reconocimiento de minerales. A continuación se dan ciertos términos empleados para expresar el aspecto o hábito de los cristales individuales y de los agregados cristalinos. Varios de ellos se muestran en la Fig. 6.1.

1. Cuando un cristal consta de cristales aislados y distintos, deben emplearse los siguientes términos:

- a) *Acicular*. En cristales delgados como agujas.
- b) *Capilar y filiforme*. En cristales como cabello o hebras.
- c) *Hojoso*. Cristales alargados, aplastados como hojas de cuchillo.

2. Cuando un mineral consta de un grupo de cristales distintos deben emplearse los siguientes términos:

- a) *Dendrítico*. Arborescencia en ramas divergentes y delgadas, algo parecidas a las plantas.
- b) *Reticulado*. Agrupación de cristales delgados en redes.
- c) *Divergente o radial*. Grupos de cristales radiales.
- d) *Drusa*. Una superficie es una drusa cuando está cubierta por una capa de pequeños cristales.

3. Cuando un mineral consta de grupos radiales o paralelos de cristales distintos, deben emplearse los términos siguientes:

- a) *Columnar*. Individuos como columnas robustas.
- b) *Hojoso*. Un agregado de muchas hojas aplastadas,

c) *Fibroso*. En agregados fibrosos delgados, paralelos o radiales.

d) *Estrellado*. Individuos radiales que forman grupos concéntricos o en forma de estrellas.

e) *Globular*. Individuos radiales que forman grupos esféricos o semiesféricos.

f) *Botrioidal*. Cuando las formas globulares se agrupan como racimos de uvas (del griego, botrio, racimo de uvas).

g) *Reniforme*. Individuos radiales terminados en masas redondas que parecen un riñón (Fig. 6.2).

h) *Mamilar*. Grandes masas redondas que parecen mamas, formadas por individuos radiales.

i) *Coloforma*. Formas esféricas compuestas de individuos radiales independientemente de su tamaño; este término incluye las formas botrioidales, reniformes y mamilares.

4. Cuando un mineral está formado por escamas o laminillas, se emplean los siguientes términos:

a) *Exfoliable*. Cuando un mineral se separa fácilmente en placas u hojas.

b) *Micáceo*. Parecido al exfoliable, pero el mineral puede desintegrarse en hojas pequeñísimas, como en el caso de la mica.

c) *Laminar o tabular*. Cuando un mineral consta de individuos planos, como placas, superpuestos y adheridos unos a otros.

d) *Plumoso*. Formado por escamas finas con una estructura divergente o plumosa.

5. Cuando un mineral está formado por granos grandes o pequeños se llama *granular*.

6. Diversos términos:

a) *Estalactítico*. Cuando un mineral se encuentra en forma de conos o cilindros colgantes. Las estalactitas se forman por la deposición procedente del goteo de agua que contiene el mineral desde el techo de una caverna.

b) *Concéntrico*. Una o más capas superpuestas alrededor de un centro común.

c) *Pisolítico*. Un mineral formado por masas redondas del tamaño aproximado de un guisante.

d) *Oolítico*. Un agregado mineral formado por pequeñas esferas semejantes a las huevas de pescado.

e) *En bandas*. Cuando un mineral aparece en bandas estrechas de diferentes colores o textura.

f) *Masivo o macizo*. Un agregado mineral formado por mineral compacto con una forma irregular, sin ninguna apariencia peculiar.

6.1 HÁBITOS Y AGREGADOS CRISTALINOS

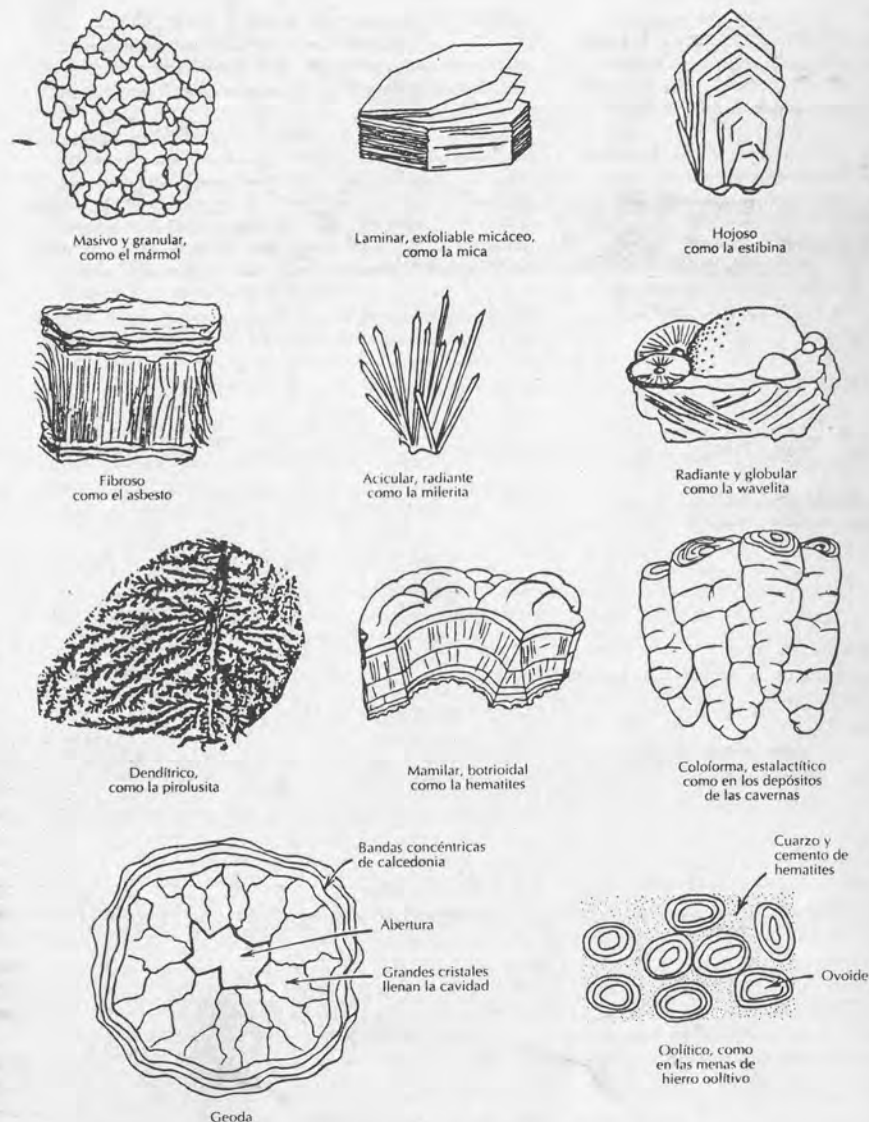


FIGURA 6.1 Diversos hábitos y estados de agregación comunes. (De Klein, C. 1989, *Minerals and Rocks: Exercises in Crystallography, Mineralogy, and Hand Specimen Petrology*, John Wiley & Sons, New York, 402 págs.)

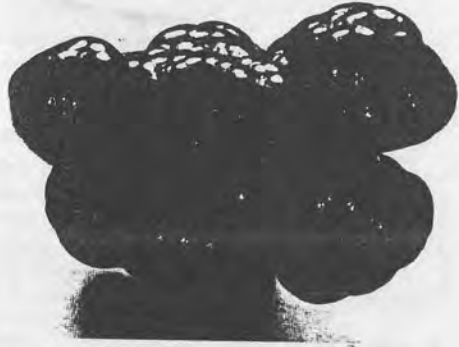


FIGURA 6.2 Hematites reniforme, Cumbria, Inglaterra. (Harvard Mineralogical Museum.)

- g) *Amigdaloides*. Cuando una roca, tal como el basalto, contiene nódulos en forma de almendra.
- h) *Geoda*. Cuando una cavidad ha sido recubierta por la deposición de mineral, pero no ha quedado completamente rellena, la capa mineral, más o menos esférica, se denomina geoda. El mineral se presenta frecuentemente en bandas, como en el ágata, debido a la deposición sucesiva del material. La superficie interior aparece frecuentemente recubierta con cristales en relieve.
- i) *Concreciones*. Masas formadas por deposición de mineral sobre un núcleo. Algunas concreciones son casi esféricas, mientras que otras asumen gran variedad de formas.

6.2 EXFOLIACIÓN, PARTICIÓN Y FRACTURA

La *exfoliación*, la *partición* y la *fractura* son propiedades de un material cristalino que se ponen de manifiesto en respuesta a una fuerza externa. Al aplicar tal fuerza, el mineral está sometido a una tensión. Si la estructura interna de la sustancia cristalina se modifica por causa de la tensión, se dice que experimenta una *deformación*. La tensión se relaciona con la fuerza aplicada y la deformación con la modificación resultante. La resistencia de un material cristalino es función de sus mecanismos de enlace y de la presencia (o ausencia) de defectos estructurales. El tipo de enlace (véase Capítulo 4) es de importancia capital en la reacción de un mineral a una

fuerza aplicada. Si un mineral contiene defectos estructurales a lo largo de planos o direcciones específicas tenderá a deformarse según estas características con mayor facilidad que si se tratara de un mineral con una estructura perfecta (o mejor ordenada). Si la deformación en el mineral es tan grande que excede su resistencia global, se romperá. Muchos minerales poseen direcciones planarias en su estructura que son sistemáticamente más débiles que otras direcciones. Este es el resultado de planos que en la estructura cristalina están unidos por un número menor de enlaces por unidad de volumen que otros planos de la estructura, o que están unidos por enlaces más débiles.

6.2.1 Exfoliación

La *exfoliación* es la tendencia que poseen ciertos minerales a romperse paralelamente a planos atómicos que se identifican por índices de Miller, al igual que las caras de la forma externa de un cristal (véase Capítulo 2). La exfoliación puede estar muy bien desarrollada (perfecta) en algunos cristales, como ocurre en la exfoliación basal de las micas, o puede ser menos distinguible, como en el berilo y el apatito. En algunos minerales, como el cuarzo, está completamente ausente. El grafito tiene una exfoliación en forma laminar paralela al plano basal {0001}. Dentro de las láminas existen fuertes enlaces covalentes entre los átomos de carbono, pero en dirección perpendicular a las láminas existen enlaces débiles de van der Waals que dan lugar a la exfoliación (véase Fig. 4.38). Generalmente un enlace débil va acompañado de un espaciado interplanar grande, pues las fuerzas atractivas no pueden sostener los planos muy próximos. El diamante sólo tienen un tipo de enlace (covalente) y su excelente exfoliación es llevada a cabo por aquellos planos atómicos que tienen el máximo espaciado interplanar, paralelos a la forma octaédrica {111}. La relación entre la estructura atómica interna y las direcciones de exfoliación resultantes se muestra claramente en la imagen estructural de un piroxeno en la Fig. 6.3. Los planos de densidad mínima de enlace (es decir, los planos de mínima densidad relativa electrónica) coinciden con las direcciones del prisma {110}, cuya intersección es paralela al eje c. El ángulo interno entre estas dos direcciones de exfoliación es aproximadamente de 88°.

Al describir una exfoliación deben darse su calidad y dirección cristalográfica. La calidad se expresa como perfecta, buena, regular, etc. La dirección se expresa por el nombre o índices de la forma a la que es paralela la exfoliación, como cúbica {001} (Fig. 6.4), octaédrica {111}, romboédrica {10 $\bar{1}$ 1}, prismática {110}, o pinacoidal {001}. La exfolia-

6.2 EXFOLIACIÓN, PARTICIÓN Y FRACTURA

FIGURA 6.3 Imagen del ortopiroxeno mostrando posibles superficies de exfoliación que forman entre sí ángulos de 88°; se ha obtenido mediante un microscopio electrónico de transmisión de alta resolución (HRTEM). La longitud de la escala es de 8,8 Å, que es la misma que la del eje b del ortopiroxeno. Las regiones blancas de la imagen corresponden a áreas situadas entre las posiciones M_2 de la estructura del piroxeno. Estas regiones poseen relativamente menos átomos que el resto de la estructura y por tanto, menor densidad electrónica. El encarte muestra la estructura del piroxeno a la misma escala que la imagen. (De Buseck, P. R. y Lijima, S., 1974, High resolution electron microscopy of silicates. *American Mineralogist*, vol. 59, págs. 1-21.)

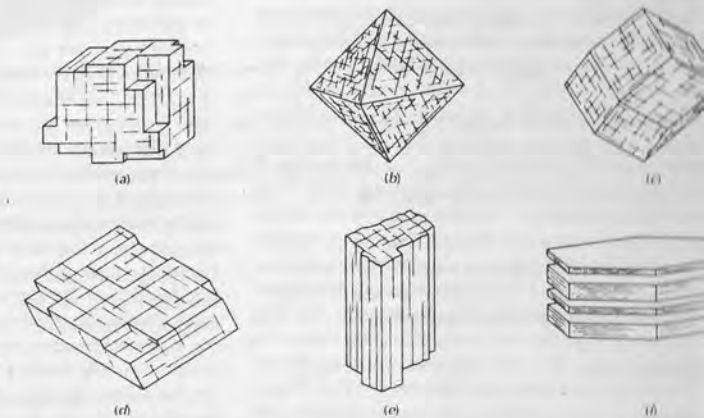
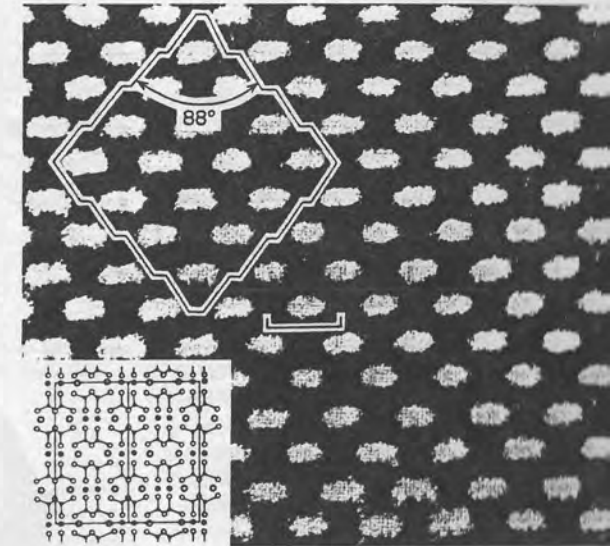


FIGURA 6.4 Exfoliación. (a) Cúbica. (b) Octaédrica. (c) Dodecaédrica. (d) Romboédrica. (e) Prismática y pinacoidal. (f) Pinacoidal (basal).

ción siempre concuerda con la simetría; así si se desarrolla una dirección de exfoliación octaédrica, ello implica que debe haber otras tres direcciones semejantes. Si se presenta una exfoliación dodecaédrica, probablemente implica otras

cinco direcciones de simetría. No todos los minerales ben exfoliación, y sólo comparativamente unos pocos se ven en grado eminente, pero en éstos sirve como extraordinario criterio para el diagnóstico.

6.2.2 Partición

Cuando los minerales se rompen a lo largo de planos con debilidad estructural se dice que ha tenido lugar una partición. Esta debilidad puede resultar de una presión, de una macla o del proceso de desmezcla; por ser paralela a los planos cristalográficos racionales, recuerda a la exfoliación. Sin embargo, a diferencia de la exfoliación, no todos los ejemplares de un determinado mineral exhibirán partición, sino solamente aquellos que estén maclados o hayan sido sometidos a una presión apropiada. Incluso en estos ejemplos existe solamente un cierto número de planos según los cuales el mineral se rompe. Por ejemplo, los cristales maclados se parten a lo largo de los planos de composición, pero entre estos planos la fractura es irregular. Tenemos ejemplos familiares de partición en la octaédrica de la *magnetita*, la básica del *piroxeno*, y la romboédrica del *corindón* (véanse las Figs. 6.5a y b).

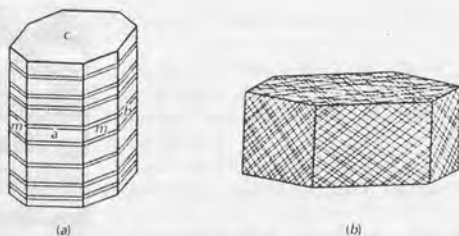


FIGURA 6.5 (a) Partición basal, piroxeno. (b) Partición romboédrica, corindón.

6.2.3 Fractura

En algunas estructuras cristalinas la resistencia de los enlaces es aproximadamente la misma en todas direcciones. En estos casos la ruptura del cristal no sigue generalmente una dirección cristalográfica determinada. Cuando el mineral se rompe sin seguir las normas de la exfoliación o la partición se dice que experimenta una *fractura*. Los modelos de fracturas pueden ser distintivos para el buen diagnóstico en la identificación de minerales. A continuación se facilitan los nombres con los que se designan las diferentes clases de fracturas:



FIGURA 6.6 Fractura concoidal, obsidiana.

- a) *Concoidal*. Cuando la fractura tiene superficies suaves, lisas como las de la cara interior de una concha (véase la Fig. 6.6). Esto se observa corrientemente en sustancias tales como el vidrio y el cuarzo.
- b) *Fibrosa o astillosa*.
- c) *Ganchuda*. Cuando un mineral se rompe según una superficie irregular, dentada, con filos puntiagudos.
- d) *Desigual o irregular*. Cuando un mineral se rompe según superficies bastas e irregulares.

6.3 DUREZA

Se llama *dureza* a la resistencia que ofrece la superficie lisa de un mineral a ser rayada (designada con una *H*). El grado de dureza viene determinado por la observación de la facilidad o dificultad relativa con que un mineral es rayado por otro o por una lima o punta de acero. La dureza es una forma de evaluación de la reacción de una estructura cristalina a una tensión sin rotura (exfoliación, partición y fractura son

formas distintas de rotura). En los cristales con enlaces metálicos que pueden fluir plásticamente, el rayado da lugar a una ranura o surco. Sin embargo, los materiales frágiles con enlaces iónicos y/o covalentes reaccionan a un ensayo de dureza con una microfRACTURA (rotura a escala muy fina). El efecto del tamaño iónico y la carga en las estructuras enlazadas iónicamente fue abordado en el Capítulo 4 (véase Fig. 4.32). Esto explica el cómo diferentes compuestos químicos con la misma estructura interna aumentan su dureza al disminuir el tamaño iónico y al aumentar la carga iónica. Obsérvese también que la resistencia global de la estructura depende de todos sus tipos de enlace, mientras que la dureza de la misma estructura es una expresión de su enlace más débil. Por ejemplo, en los silicatos, basados todos ellos en las diversas distribuciones de los tetraedros de SiO₄, la dureza varía desde 1 en el talco hasta 7 en el cuarzo y 8 en el topacio. Tal variación sugiere que la dureza no es una función del enlace Si-O, sino más bien de otros tipos de enlace presentes en

la estructura. En el talco las capas basales del silicato se mantienen unidas por fuerzas débiles de van der Waals y/o enlaces de hidrógeno; en el cuarzo existe una fuerza de enlace muy uniforme dentro de una red relativamente densa de tetraedros de SiO₄; y en el topacio existen enlaces Al-(F, OH) algo más débiles.

El mineralogista austriaco F. Mohs, estableció en 1824 una escala de 10 minerales corrientes de manera que con estos valores se puede, por comparación, definir la dureza relativa de cualquier mineral. Los minerales que se citan a continuación, dispuestos de menor a mayor dureza, se conocen con el nombre de *escala de dureza de Mohs*:

- | | |
|-------------|--------------|
| 1. Talco | 6. Ortosa |
| 2. Yeso | 7. Cuarzo |
| 3. Calcita | 8. Topacio |
| 4. Fluorita | 9. Corindón |
| 5. Apatito | 10. Diamante |

Los minerales anteriores están dispuestos en orden de creciente dureza relativa. La dureza de estos mismos minerales puede medirse por técnicas más cuantitativas, dando lugar a la escala de dureza absoluta que se muestra en la Fig. 6.7. La posición relativa de los minerales de la escala de Mohs se mantiene, pero el corindón, por ejemplo, es dos veces más duro que el topacio y cuatro veces más duro que el cuarzo.

El talco, número 1 en la escala de Mohs, posee una estructura hecha de placas tan débilmente ligadas entre sí que la presión de los dedos es suficiente para deslizar unas sobre otras. Al final de la escala está el diamante con sus átomos de carbono constituyentes tan firmemente ligados que ningún otro mineral puede separarlos y producir con ello una raya.

Con el fin de determinar la dureza relativa de cualquier mineral de acuerdo con esta escala, es necesario establecer cuál de los minerales de la escala puede ser rayado y cuál no puede serlo por el ejemplar en estudio. Al efectuar esta determinación deberá tenerse muy en cuenta lo siguiente: ocurre muchas veces que, cuando un mineral es más blando que otro, porciones del primero dejan una huella sobre el segundo, huella que puede ser confundida con una raya. Deberá entonces borrarla, y sólo cuando sea una raya verdadera permanecerá. Muchos minerales se alteran frecuentemente en su superficie, pasando a minerales que son mucho más blandos que el mineral original. Deberá emplearse por lo tanto una *superficie fresca* del ejemplar en estudio. La naturaleza física de un mineral puede evitar muchas veces una determinación correcta de su dureza. Por ejemplo, si un mineral es pulverulento, granular o astilloso, puede romperse y quedar aparentemente rayado por un mineral mucho más blando que

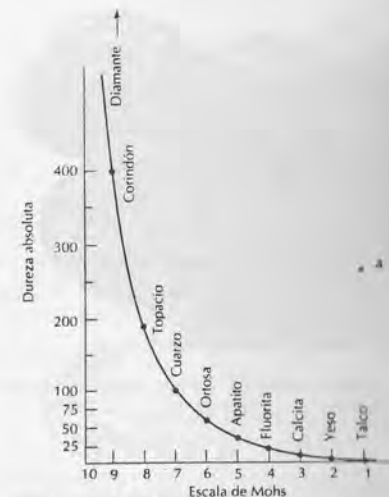


FIGURA 6.7 Comparación de la escala relativa de Mohs y las medidas absolutas de dureza.

él mismo. Cuando se efectúa la prueba de dureza es siempre recomendable confirmarla, repitiendo la operación alternando el orden de ejecución; esto es, no tratar siempre de rayar el mineral *A* con el mineral *B*, sino también tratar de rayar el *B* con el *A*.

Los siguientes materiales pueden también servir, junto con la escala antes citada: la dureza de la uña es de algo más de 2; la de la moneda de cobre, de alrededor de 3; la del acero de una navaja de algo más de 5; la del vidrio de ventana, de 5.5 y del acero de una lima, de 6.5. Con un poco de práctica la dureza de los minerales por debajo de 5 puede ser fácilmente determinada por la facilidad con que pueden ser rayados con una navaja.

La dureza, como hemos visto (página 35), es una propiedad vectorial, y un mismo cristal puede presentar distintos grados de dureza, dependiendo de la dirección según la cual se le raya. La diferencia direccional de dureza en la mayor parte de los minerales comunes es tan ligera, que solamente se conseguiría distinguirla con el empleo de instrumentos delicados. La calcita y la cianita son dos excepciones. La cianita tiene *H* = 5 paralela a su alargamiento y *H* = 7 normalmente a éste. La dureza de la calcita es 3 en todas sus caras exceptuando {0001}. En esta forma puede ser rayada por la uña y tiene una dureza de 2.

6.4 TENACIDAD

La resistencia que un mineral opone a ser roto, molido, doblado o desgarrado, en resumen, su cohesión, se conoce con el nombre de tenacidad. A continuación se facilitan los términos que se emplean para describir las diversas clases de tenacidad en los minerales.

1. **Frágil.** Un mineral que fácilmente se rompe o reduce a polvo. Esto es característico de los cristales con enlaces iónicos dominantes.
2. **Maleable.** Un mineral que puede ser conformado en hojas delgadas por percusión.
3. **Séctil.** Un mineral que puede cortarse en virutas delgadas con un cuchillo.
4. **Dúctil.** Un mineral al que se puede estirar en forma de hilo.

Las características descritas en 2, 3 y 4 (maleabilidad, sectilidad, ductilidad) sirven para diagnosticar materiales cuya consistencia se debe a enlaces metálicos. El enlace metálico transmite a las sustancias cristalinas la propiedad única de convertir la tensión aplicada en deformación plástica. Como ya se indicó en la Fig. 4.36, los metales se consideran como cationes rodeados por una densa nube de electrones móviles. Sometidos a una tensión, estos cationes se desplazan unos tras otros sin que aparezcan fuerzas electrostáticas repulsivas. Esta propiedad atómica es responsable del comportamiento físico de los metales bajo tensión.

5. **Flexible.** Un mineral que puede ser doblado, pero que no recupera su forma original una vez que termina la presión que lo deformaba. Las láminas de exfoliación de la clorita y el talco son flexibles, pero no recuperan su posición original después de ser dobladas. En otras palabras, su deformación es permanente. La ligazón entre las capas ricas en OH en estos silicatos se debe a una combinación de enlaces de van der Waals y de enlaces de hidrógeno, mientras que la ligazón situada dentro de las láminas tetraédricas (Si-Al-O) es una mezcla de enlaces covalentes e iónicos. La flexibilidad de las láminas es el resultado del deslizamiento a lo largo de capas OH en la estructura (véase Fig. 13.85).

6. **Elastico.** Un mineral que recobra su forma primitiva al cesar la fuerza que lo ha deformado. Las láminas de mica pueden doblarse y vuelven a su posición original cuando se interrumpe la fuerza aplicada. En contraste con las estructuras del talco y la clorita, la estructura de la mica contiene capas ricas en K⁺ que ejercen sobre las capas de los tetraedros de Si-Al una fuerza muy superior a la correspondiente a los mecanismos de enlace del hidrógeno

o de van der Waals. El enlace iónico entre las capas de iones K⁺ y las capas de tetraedros Si-Al es responsable de la elasticidad de la mica (Figs. 13.83 y 13.84).

6.5 PESO ESPECÍFICO

El peso específico (G) o densidad relativa¹ de un mineral es un número que expresa la relación entre su peso y el peso de un volumen igual de agua a 4°C (a esta temperatura la densidad del agua es máxima). Si un mineral tiene peso específico 2, ello significa que una muestra determinada de dicho mineral pesa dos veces más de lo que pesaría un volumen igual de agua. El peso específico de un mineral de composición determinada es constante, y su determinación es, con frecuencia, un valor importante en la identificación de un mineral, especialmente en el trabajo con cristales finos o piedras preciosas, cuyas muestras pueden dañarse con otros ensayos.

El peso específico de una sustancia cristalina depende de dos factores: 1) la clase de átomos de que está compuesta y 2) la manera en que están empaquetados los átomos. En los compuestos iosestructurales, en los cuales es constante el empaquetamiento, los elementos con peso atómico más elevado tienen, por lo general, mayor peso específico, hecho que se aprecia claramente en los carbonatos ortorrómbicos listados a continuación en la tabla 6.1 en los cuales la diferencia principal depende de los cationes.

En una serie de disoluciones sólidas (véase página 255) hay un cambio continuo en el peso específico (o densidad) paralelo al cambio en la composición química. Por ejemplo, el mineral olivino (Mg-Fe)₂SiO₄ pertenece a una serie de disoluciones sólidas entre la forsterita SiO₄Mg₂ (G 3,3) y la fayalita SiO₄Fe₂ (G 4,4). Por lo tanto, con la determinación del peso específico es posible obtener, con gran aproximación, la composición química de un olivino Mg-Fe (véase Fig. 13.11b). Una relación semejante en la serie de anfíbol puede apreciarse en la Fig. 6.8.

La influencia del empaquetamiento de los átomos sobre el peso específico se aprecia claramente en los compuestos polimorfos (véase tabla 3.7), en los que permanece constante la composición pero varía el empaquetamiento de los átomos. El diamante y el grafito, constituidos ambos por el elemento carbono, son el ejemplo más notorio de ello. El diamante, con peso específico 3,5, tiene una estructura de

¹ Densidad y peso específico son conceptos que se emplean a veces indistintamente. Sin embargo, la densidad requiere que se citen las unidades, por ejemplo: gramos por centímetro cúbico.

TABLA 6.1 Incremento del peso específico con el peso atómico creciente del catión en los carbonatos ortorrómbicos

Mineral	Composición	Peso atómico del catión	Peso específico
Aragonito	CaCO ₃	40,08	2,94
Estroncionita	SrCO ₃	87,62	3,78
Witerita	BaCO ₃	137,34	4,31
Cerusita	PbCO ₃	207,19	6,58

empaquetamiento compacto que da lugar a una elevada densidad de átomos por unidad de volumen, en tanto que en el grafito, con peso específico 2,23, el empaquetamiento de los átomos de carbono es menos denso.

6.5.1 Peso específico medio

La experiencia diaria hace que muchas personas adquieran cierto sentido del peso relativo de los objetos, incluidos por tanto los minerales. Por ejemplo, entre los minerales no metálicos, la *ulexita* (G 1,96) parece ligera, mientras que la *barrita* (G 4,5) parece pesada. Esto significa que nos hemos formado una idea del peso específico medio, o un sentido que nos informa de lo que pesará un mineral no metálico de un tamaño dado. Puede considerarse que este peso específico medio está comprendido entre 2,65 y 2,75. La razón de esto es que el *cuarzo* (G 2,65), el *feldespato* (G 2,60-2,75) y la *calcita* (G 2,72), que son los minerales no metálicos más comunes y abundantes, caen dentro de este intervalo. El mismo sentido puede desarrollarse con los minerales metálicos. El *grafito* (G 2,23) parece ligero, mientras que la *plata* (G 10,5) parece pesada. El peso específico medio de los minerales metálicos puede considerarse como 5,0, que es el caso de la *pirita*. Así, con una pequeña práctica, se puede ser lo suficientemente experto para distinguir unos minerales de otros, incluso los que tengan diferencias relativamente pequeñas de peso específico.

6.5.2 Determinación del peso específico

Para determinar con toda exactitud el peso específico de un mineral deberán observarse ciertas condiciones. El mineral deberá ser homogéneo y puro, requerimientos que resultan muchas veces difícil de cumplir. Debe ser también compacto, sin grietas ni cavidades dentro de las cuales puedan quedar aprisionadas burbujas o películas de aire. Para un trabajo

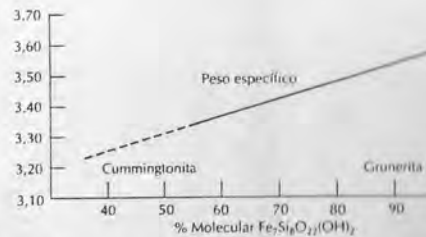


FIGURA 6.8 Variación del peso específico con la composición de la serie monoclinica cummingtonita-grunerita, variable en composición desde el Fe₇Mg₈Si₈O₂₂(OH)₂ al Fe₇Si₈O₂₂(OH)₂ (según K. Amer. Miner. 1964).

mineralógico normal, la muestra deberá tener un volumen aproximado de 1 cm³. Si estas condiciones no pueden darse, la determinación del peso específico por métodos sencillos y rápidos tiene poco valor.

El camino a seguir para hacer una determinación de peso específico ordinario, en líneas generales, es el siguiente. En primer lugar, el mineral se pesa en el aire. Sea este peso W_a . Se sumerge, entonces, en agua y se vuelve a pesar. En estas condiciones pesará menos, ya que cualquier objeto sumergido en agua es empujado por una fuerza equivalente al peso del agua desplazada. Sea el peso en agua W_w . La diferencia $W_a - W_w$ es igual a la pérdida de peso producida por la inmersión en agua, o el peso de un volumen igual de agua. La expresión $W_a / (W_a - W_w)$ dará, por lo tanto, un número que es el peso específico del mineral.

Balanza de Jolly. Como el peso específico es simplemente un cociente, no es necesario determinar el peso absoluto de la muestra, sino que basta con la obtención de valores proporcionales a sus pesos en aire y en agua. Esto puede lograrse mediante una *balanza de Jolly* (Fig. 6.9)¹ en la cual se toman los datos necesarios para los cálculos midiendo el alargamiento de un muelle helicoidal. Al utilizar la balanza de Jolly se coloca primero un fragmento en el platillo superior y se mide el alargamiento del muelle. Este es proporcional al peso en el aire (W_a). El fragmento se transfiere luego al platillo inferior y se sumerge en agua. El alargamiento del muelle es proporcional al peso del fragmento en agua (W_w).

Una balanza de torsión fue adaptada por Harry B. de la Universidad de Harvard, para obtener los pesos específicos de pequeñas partículas que pesan menos de 25 mg.

¹ Fabricada por Eberbach & Son, Ann Arbor, Michigan.

6.6.5 Huella

El color del polvo fino de un mineral se conoce con el nombre de *huella*. La huella se emplea frecuentemente en la identificación de minerales, porque, aunque el color de un mineral puede variar entre límites amplios, el de la huella es normalmente constante. La huella puede ser determinada convenientemente en el laboratorio frotando el mineral sobre un trozo de porcelana porosa, una *placa de huella*. La porcelana tiene un dureza de alrededor de 7, y, por lo tanto, no puede emplearse con minerales de dureza superior.

6.6.6 Brillo

El aspecto general de la superficie de un mineral cuando se refleja la luz se conoce con el nombre de *brillo*. El brillo de los minerales puede ser de dos tipos, *metálico* y *no metálico*. No hay una línea clara de separación entre estos dos grupos, y a ciertos minerales que están entre ambos tipos se les conoce algunas veces con el nombre de *submetálicos*.

Un mineral que tenga el aspecto brillante de un metal tiene un brillo metálico. Además, dichos minerales son completamente opacos a la luz, y, como resultado de ello, dejan una huella negra o muy oscura. La *galena*, la *pirita* y la *calcopirita* son minerales comunes con brillo metálico.

En los minerales con enlaces metálicos, los huecos de energía entre los estados fundamentales y los estados excitados de los electrones son generalmente mucho más pequeños que los correspondientes a las estructuras covalente y iónicas. La energía de la luz visible es comúnmente mucho menor que la de los huecos existentes en estructuras covalentes y iónicas. Sin embargo, en los compuestos metálicos existe un gran número de estados excitados con energías disponibles en el intervalo completo del espectro visible. Esto significa que todo cuanto de luz que choque contra la superficie de un cristal con enlaces metálicos (o parcialmente metálicos) puede ser absorbido. La mayor parte de esta energía ab-

sorbida inmediatamente se vuelve a emitir en forma de luz visible. Por ello, los materiales con brillo metálico reflejan completamente la luz (véase Fig. 6.13).

Todos los minerales con brillo no metálico son, en general, de colores claros y transmiten la luz, si no a través de secciones gruesas, sí al menos a través de láminas delgadas. La huella de un mineral no metálico es incolora o de color muy débil. A continuación se dan los términos que se emplean para describir el brillo de los minerales no metálicos:

Vitreo. Que tiene el brillo del vidrio. Ejemplos, el cuarzo y la turmalina.

Resinoso. Que tiene el brillo de la resina. Ejemplos, la blenda y el azufre.

Nacarado. Que tiene el brillo irisado de la perla. Se observa por lo general en las superficies de los minerales paralelas a los planos de exfoliación. Ejemplos de ello son la apofilita en el plano basal y la superficie de exfoliación del talco.

Graso. Que parece estar cubierto con una delgada capa de aceite. Este brillo resulta de la luz difundida por una superficie microscópicamente rugosa. Son ejemplos de ello la nefelina y algunas especies de esfalerita y de cuarzo masivo.

Sedoso. Como la seda. Resultado de la reflexión de la luz sobre un agregado paralelo de fibras finas. Ejemplos: yeso fibroso, malaquita y serpentina (crisotilo) y el producto de la crocidolita, impregnado de sílice y oxidado, llamado "ojo de tigre".

Adamantino. Que tiene un reflejo fuerte y brillante como el del diamante. Ello es debido a un índice de refracción alto (véase página 320). Los minerales transparentes de plomo, tales como la cerusita y la anglesita lo presentan.

6.6.7 Juego de colores

La interferencia de la luz, bien en la superficie, bien en el interior de un mineral, puede producir una serie de colores cuando el ángulo de la luz incidente cambia. La sorprendente variedad de colores sobre un fondo blanco o negro que aparece en el ópalo precioso se denomina *juego de colores* (véase Lámina II, n° 7, Capítulo 15). Originalmente se creía que este fenómeno era el resultado de interferencias en películas delgadas, pero el estudio del ópalo al microscopio electrónico ha revelado que la razón fundamental del juego de colores es la presencia (en el ópalo precioso) de una distribución tridimensional de esferas de igual tamaño. Estas esferas con-

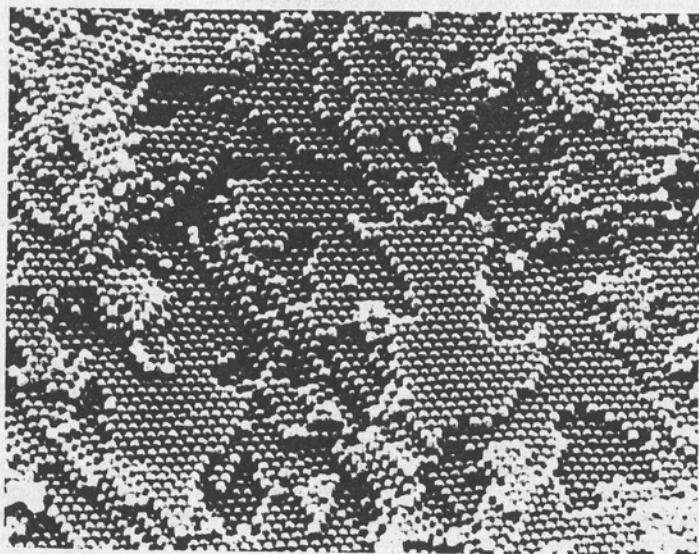


FIGURA 6.21 Micrografía obtenida en el microscopio electrónico de barrido de un ópalo de apariencia calcárea, y que muestra el empaquetamiento compacto hexagonal de esferas de sílice (de diámetro aproximado 3000 Å). A causa del débil enlace entre las esferas éstas se encuentran completamente intactas; en las muestras típicas del ópalo precioso muchas de las esferas están exfoliadas. (Cortesía de Darragh, P. J., Gaskin, A. J. y Sanders, J. V., 1976, *Opals. Scientific American*, vol. 234, n° 4, págs. 84-95.)