

Ciencias de la Tierra

UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA FÍSICA

Octava edición

**Edward J. Tarbuck
Frederick K. Lutgens**

Ilustrado por
Dennis Tasa

Traducción

AMR Traducciones científicas

Revisión técnica y adaptación

Manuel Pozo Rodríguez
José Manuel González Casado

Universidad Autónoma de Madrid



Madrid • México • Santafé de Bogotá • Buenos Aires • Caracas • Lima • Montevideo
San Juan • San José • Santiago • Sao Paulo • White Plains

CIENCIAS DE LA TIERRA

Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D.

Pearson Educación S. A., Madrid, 2005

ISBN edición española: **84-205-4400-0**

ISBN edición latinoamericana: 978-84-832-2690-2

Materia: Geología, 55

Formato 21,5 x 27

Páginas: 736

Todos los derechos reservados.

Queda prohibida, salvo excepción prevista en la ley, cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública y transformación de esta obra sin contar con autorización de los titulares de la propiedad intelectual. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual (*arts. 270 y sgts. Código Penal*).

DERECHOS RESERVADOS

© 2005 por PEARSON EDUCACIÓN S. A.

Ribera del Loira, 28

28042 Madrid

CIENCIAS DE LA TIERRA

Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D.

ISBN edición española: 84-205-4400-0

ISBN edición latinoamericana: 84-205-4998-3

Depósito Legal:

PEARSON PRENTICE HALL es un sello editorial autorizado de PEARSON EDUCACIÓN S. A.

Authorized translation from the English language edition, entitled EARTH: AN INTRODUCTION TO PHYSICAL GEOLOGY, 8th Edition, by TARBUCK, EDWARD J.; LUTGENS, FREDERICK K.; TASA, DENNIS, published by Pearson Education, Inc, publishing as Prentice Hall, Copyright © 2005. ISBN: 0-13-114865-6

All rights reserved. No part of this book may be reproduced or transmitted in any form or by any means, electronic or mechanical, including photocopying, recording or by any information storage retrieval system, without permission from Pearson Education, Inc.

Equipo editorial:

Editor: Miguel Martín-Romo

Técnico editorial: Marta Caicoya

Equipo de producción:

Director: José A. Clares

Técnico:

Diseño de cubierta: Equipo de diseño de Pearson Educación S. A.

Impreso por: Diego Marín

IMPRESO EN ESPAÑA - PRINTED IN SPAIN



CAPÍTULO 3

Materia y minerales

Minerales: componentes básicos de las rocas

Composición de los minerales

- Estructura atómica

- Enlace

- Isótopos y radiactividad

Estructura de los minerales

Propiedades físicas de los minerales

- Principales propiedades diagnósticas

- Otras propiedades de los minerales

Grupos minerales

Los silicatos

- El tetraedro silicio-oxígeno

- Otras estructuras de silicatos

- Ensamblaje de las estructuras de silicatos

Silicatos comunes

- Los silicatos claros

- Los silicatos oscuros

Minerales no silicatados importantes

La corteza terrestre y los océanos son la fuente de una amplia variedad de minerales útiles y esenciales (Figura 3.1). De hecho, prácticamente todos los productos fabricados contienen materiales obtenidos de los minerales. La mayoría de la gente está familiarizada con los usos comunes de muchos metales básicos, entre ellos el aluminio de las latas de bebida, el cobre de los cables eléctricos y el oro y la plata en joyería. Pero algunos no saben que la mina de un lapicero contiene el mineral de tacto graso denominado grafito y que los polvos de talco que se utilizan con los bebés proceden de una roca metamórfica compuesta del mineral talco. Además, muchos no saben que las brocas utilizadas por los dentistas para taladrar el esmalte de los dientes están impregnadas de diamante, o que el mineral común cuarzo es la fuente de silicio para los chips de computador. Conforme crecen las necesidades de minerales de la sociedad moderna, lo hace también la necesidad para localizar más zonas de abastecimiento de minerales útiles, lo que se vuelve también más estimulante.

Además de los usos económicos de las rocas y los minerales, todos los procesos estudiados por los geólogos son

en cierta manera dependientes de las propiedades de esos materiales básicos de la Tierra. Acontecimientos como las erupciones volcánicas, la formación de montañas, la meteorización y la erosión, e incluso los terremotos, implican rocas y minerales. Por consiguiente, es esencial un conocimiento básico de los materiales terrestres para comprender todos los fenómenos geológicos.

Minerales: componentes básicos de las rocas



Materia y minerales ▼ Introducción

Vamos a empezar nuestra discusión de los materiales terrestres con una visión panorámica de la **mineralogía** (*mineral* = mineral; *ología* = el estudio de), ya que los



A.



B.



C.



D.



E.



F.



G.



H.



I.

▲ **Figura 3.1** Muestras de minerales. **A.** Cuarzo; **B.** Olivino (variedad fosterita); **C.** Fluorita; **D.** Rejalgar; **E.** Berilo (variedad aguamarina); **F.** Bornita y calcopirita; **G.** Cobre nativo; **H.** Pepita de oro; **I.** Diamante tallado. (Fotos A-F de Dennis Tasa; G de E. J. Tarbuck; H e I de Dane Pendland, cortesía de la Smithsonian Institution.)

minerales son los componentes básicos de las rocas. Los geólogos definen los **minerales** como cualquier sólido inorgánico natural que posea una estructura interna ordenada y una composición química definida. Por tanto, para que se considere mineral cualquier material terrestre, debe presentar las siguientes características:

1. Debe aparecer de forma natural.
2. Debe ser inorgánico.
3. Debe ser un sólido.
4. Debe poseer una estructura interna ordenada, es decir, sus átomos deben estar dispuestos según un modelo definido.
5. Debe tener una composición química definida, que puede variar dentro de unos límites.

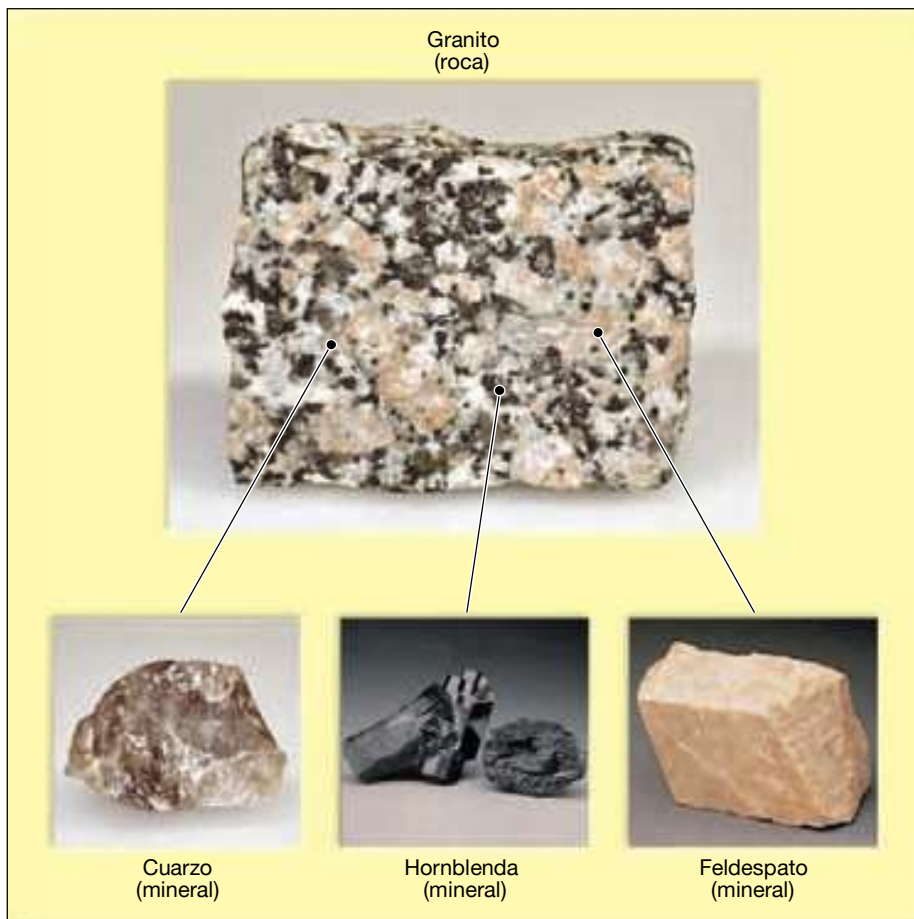
Cuando los geólogos utilizan el término *mineral*, sólo consideran minerales las sustancias que satisfacen estos criterios. Por consiguiente, los diamantes sintéticos, y una gran variedad de otros materiales útiles producidos por los químicos, no se consideran minerales. Además, la piedra preciosa *ópalo* se clasifica como un *mineraloide*, an-

tes que como un mineral, porque carece de una estructura interna ordenada.

Las rocas, por otro lado, se definen de una manera menos precisa. Una **roca** es cualquier masa sólida de materia mineral, o parecida a mineral, que se presenta de forma natural como parte de nuestro planeta. Unas pocas rocas están compuestas casi por completo de un solo mineral. Un ejemplo común es la roca sedimentaria *caliza*, que está compuesta de masas impurificadas del mineral calcita. Sin embargo, la mayoría de las rocas, como el granito común (mostrado en la Figura 3.2), aparece como agregados de varias clases de minerales. Aquí, el término *agregado* significa que los minerales están unidos de tal forma que se conservan las propiedades de cada uno. Obsérvese que pueden identificarse con facilidad los constituyentes minerales de la muestra de granito mostrada en la Figura 3.2.

Unas pocas rocas están compuestas de materia no mineral. Entre ellas las rocas volcánicas *obsidiana* y *pumita*, que son sustancias vítreas no cristalinas, y el *carbón*, que consiste en restos orgánicos sólidos.

Aunque en este capítulo se aborda fundamentalmente la naturaleza de los minerales, se tiene en cuenta



◀ **Figura 3.2** La mayoría de las rocas son agregados de varias clases de minerales.

que la mayor parte de las rocas son simplemente agregados de minerales. Dado que las propiedades de las rocas vienen determinadas en gran medida por la composición química y la estructura interna de los minerales contenidos en ellas, consideraremos primero esos materiales terrestres. En los capítulos posteriores se considerarán los principales tipos de rocas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Los minerales de los que hemos hablado en clase son los mismos que los que se encuentran en los complementos alimenticios?

Normalmente no. Desde un punto de vista geológico, un mineral debe ser un sólido cristalino *presente en la naturaleza*. Los minerales que se encuentran en los complementos alimenticios son compuestos inorgánicos fabricados por el hombre que contienen elementos necesarios para sustentar la vida. Estos minerales alimenticios suelen contener elementos que son metales (calcio, potasio, magnesio y hierro) y cantidades mínimas de una docena de otros elementos, como el cobre, el níquel y el vanadio. Aunque estos dos tipos de «minerales» son diferentes, están relacionados. La fuente de los elementos utilizados para hacer complementos alimenticios son, de hecho, los minerales presentes en la naturaleza en la corteza terrestre. También debe observarse que las vitaminas son *compuestos orgánicos* producidos por organismos vivos, no *compuestos inorgánicos*, como los minerales.

Composición de los minerales

Cada uno de los casi 4.000 minerales de la Tierra está exclusivamente definido por su composición química y su estructura interna. En otras palabras, cada muestra del mismo mineral contiene los mismos elementos reunidos en un modelo regular y repetitivo. Revisaremos primero los componentes básicos de los minerales, los *elementos*, y luego examinaremos cómo los elementos se reúnen para formar estructuras minerales.

En la actualidad se conocen 112 elementos. De ellos, sólo 92 aparecen de forma natural (Figura 3.3). Algunos minerales, como el oro o el azufre, están compuestos exclusivamente de un elemento. Pero la mayoría consta de una combinación de dos o más elementos, reunidos para formar un compuesto químicamente estable. Para entender mejor cómo se combinan los elementos para formar moléculas y compuestos, debemos considerar primero el **átomo** (*a* = no; *tomos* = cortar), la parte más pequeña de la materia, que conserva todavía las características de un elemento. Es esta partícula extremadamente pequeña la que hace la combinación.

Estructura atómica

En la Figura 3.4 se muestran dos modelos simplificados que ilustran la estructura atómica básica. Obsérvese que los átomos tienen una región central, denominada **núcleo** (*nucleos* = nuez pequeña), que contiene **protones** muy densos (partículas con carga eléctrica positiva) y



Recuadro 3.1 ► El hombre y el medio ambiente

Hacer cristal a partir de minerales

Muchos objetos cotidianos están fabricados con vidrio, entre ellos los cristales de las ventanas, las jarras y las botellas, y las lentes de algunas gafas. El ser humano ha estado haciendo vidrio durante al menos 2.000 años. En la actualidad, el vidrio se fabrica fundiendo materiales naturales y enfriando el líquido rápidamente, antes de que los átomos tengan tiempo de disponerse en una forma cristalina ordenada. (De esta misma manera se genera el vidrio natural, denominado *obsidiana*, a partir de la lava.)

Es posible producir vidrio a partir de varios materiales, pero el ingrediente principal (75 por ciento) de la mayor parte del cristal producido comercialmente es

sílice (SiO_2). El mineral cuarzo es la principal fuente de sílice. Debido al elevado punto de fusión de la sílice, se añaden cantidades inferiores de calcita (carbonato cálcico) y cenizas de sosa (carbonato sódico) a la mezcla, reduciendo así la temperatura de fusión y mejorando la maniobrabilidad.

En Estados Unidos, el cuarzo de alta calidad (normalmente arenisca de cuarzo) y la calcita (caliza) son muy asequibles en muchas zonas. El carbonato sódico (*cenizas de sosa*), por otro lado, procede casi por completo del mineral trona, que se extrae de manera casi exclusiva de la zona de Green River, al suroeste de Wyoming. Además de su uso

en la fabricación de vidrio, el carbonato sódico (trona) se utiliza para fabricar detergentes, papel e incluso bicarbonato sódico.

Los fabricantes pueden modificar las propiedades del vidrio añadiendo pequeñas cantidades de otros ingredientes. Los colorantes son el sulfuro de hierro (ámbar), el selenio (rosa), el óxido de cobalto (azul) y los óxidos de hierro (verde, amarillo, marrón). La adición de plomo da claridad y brillo al vidrio y, por tanto, se utiliza en la fabricación de cristalerías finas. La vajilla refractaria, como Pyrex®, debe su resistencia al calor al boro, mientras que el aluminio hace que el vidrio resista la meteorización.

Tendencia a perder los últimos electrones para dejar completamente libre la última capa

1
H
1,0080
Hidrógeno

2
He
4,003
Helio

I A

II A

3
Li
6,939
Litio

4
Be
9,012
Berilio

11
Na
22,990
Sodio

12
Mg
24,31
Magnesio

19
K
39,102
Potasio

20
Ca
40,08
Calcio

37
Rb
85,47
Rubidio

38
Sr
87,62
Estroncio

55
Cs
132,91
Cesio

56
Ba
137,34
Bario

87
Fr
(223)
Francio

88
Ra
226,05
Radio

89
TO
103

Número atómico

Símbolo del elemento

Peso atómico

Nombre del elemento

Metales

Metales de transición

No metales

Gases nobles

Series de lantánidos

Series de actínidos

Tendencia a perder electrones

III B

IV B

V B

VI B

VII B

VIII B

B

II B

57
La
138,91
Lantano

58
Ce
140,12
Cerio

59
Pr
140,91
Praseodimio

60
Nd
144,24
Neodimio

61
Pm
(147)
Promecio

62
Sm
150,35
Samario

63
Eu
151,96
Europio

64
Gd
157,25
Gadolinio

65
Tb
158,92
Terbio

66
Dy
162,50
Disprosio

67
Ho
164,93
Holmio

68
Er
167,26
Erbio

69
Tm
168,93
Tulio

70
Yb
173,04
Iterbio

71
Lu
174,97
Lutecio

89
Ac
(227)
Actinio

90
Th
232,04
Torio

91
Pa
(231)
Protactinio

92
U
238,03
Uranio

93
Np
(237)
Neptunio

94
Pu
(242)
Plutonio

95
Am
(243)
Americio

96
Cm
(247)
Curio

97
Bk
(249)
Berkelio

98
Cf
(251)
Californio

99
Es
(254)
Einstenio

100
Fm
(253)
Fermio

101
Md
(256)
Mendelevio

102
No
(254)
Nobelio

103
Lw
(257)
Lawrencio

Tendencia a completar la última capa compartiendo electrones

III A

IV A

V A

VI A

VII A

5
B
10,81
Boro

6
C
12,011
Carbono

7
N
14,007
Nitrógeno

8
O
15,9994
Oxígeno

9
F
18,998
Flúor

10
Ne
20,183
Neón

13
Al
26,98
Aluminio

14
Si
28,09
Silicio

15
P
30,974
Fósforo

16
S
32,064
Azufre

17
Cl
35,453
Cloro

18
Ar
39,948
Argón

31
Ga
69,72
Galio

32
Ge
72,59
Germanio

33
As
74,92
Arsénico

34
Se
78,96
Selenio

35
Br
79,909
Bromo

36
Kr
83,80
Kriptón

49
In
114,82
Indio

50
Sn
118,69
Estaño

51
Sb
121,75
Antimonio

52
Te
127,60
Teluro

53
I
126,90
Yodo

54
Xe
131,30
Xenón

81
Tl
204,37
Talio

82
Pb
207,19
Plomo

83
Bi
208,98
Bismuto

84
Po
(210)
Polonio

85
At
(210)
Astato

86
Rn
(222)
Radón

Tendencia a ganar electrones para completar la última capa

VIII A

2
He
4,003
Helio

Gases nobles (inertes)

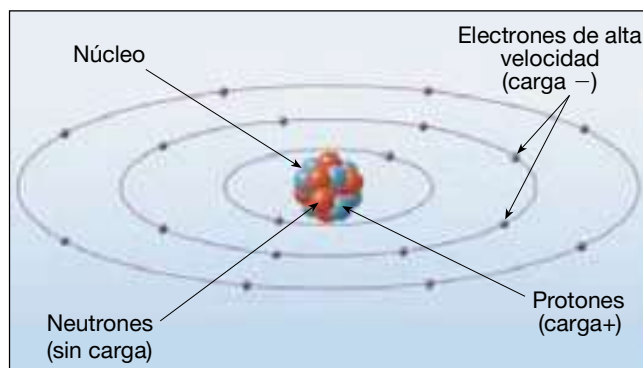
▲ **Figura 3.3** Tabla periódica de los elementos.

neutrones igualmente densos (partículas con carga eléctrica neutra). Rodeando al núcleo hay partículas muy ligeras denominadas **electrones** que viajan a grandes velocidades y tienen carga negativa. Por comodidad, a menudo representamos los átomos en diagramas que muestran los electrones en órbitas alrededor del núcleo, como las órbitas de los planetas alrededor del Sol. Sin embargo, los electrones *no* viajan en el mismo plano, como los planetas. Además, debido a su rápido movimiento, los electrones crean zonas esféricas de carga negativa alrededor del núcleo denominadas **niveles de energía o capas**. Por consiguiente, puede obtenerse una representación más realista del átomo considerando capas a modo de nubes de electrones en movimiento rápido alrededor de un núcleo central (Figura 3.4B). Como veremos, un hecho importante sobre estas capas es que cada una puede acomodar un número específico de electrones.

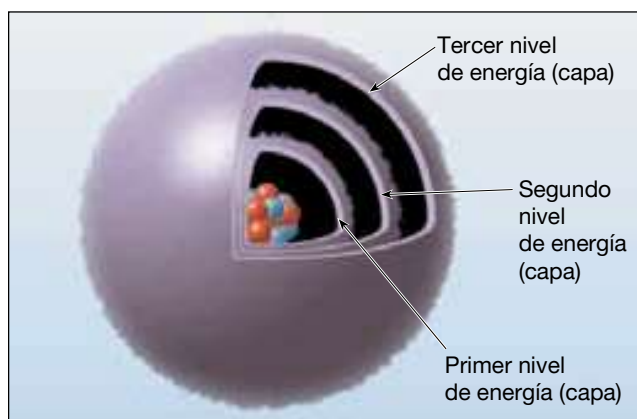
El número de protones encontrado en un núcleo atómico determina el **número atómico** y el nombre del elemento. Por ejemplo, todos los átomos con 6 protones

son átomos de carbono, los que tienen 8 protones son átomos de oxígeno, y así sucesivamente. Dado que los átomos tienen el mismo número de electrones que de protones, el número atómico también iguala al número de electrones que rodean el núcleo (Tabla 3.1). Además, dado que los neutrones no tienen carga, la carga positiva de los protones se equilibra de manera exacta por la carga negativa de los electrones. Por consiguiente, los átomos son eléctricamente neutros. Por tanto, un **elemento** es un gran cúmulo de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.

El elemento más sencillo, el hidrógeno, está compuesto por átomos que tienen sólo un protón en el núcleo y un electrón rodeándolo. Cada átomo sucesivamente más pesado tiene un protón más y un electrón más, además de un cierto número de neutrones (Tabla 3.1). Los estudios de las configuraciones electrónicas han demostrado que cada electrón se añade de una manera sistemática a un nivel de energía particular o capa. En general, los electrones entran en niveles de energía supe-



A.



B.

▲ **Figura 3.4** Dos modelos del átomo. **A.** Una visión del átomo muy simplificada, que consiste en un núcleo central, compuesto por protones y neutrones, rodeados por electrones de alta velocidad. **B.** Otro modelo de los átomos que muestra nubes de electrones de forma esférica (capas de nivel de energía). Obsérvese que estos modelos no están dibujados a escala. Los electrones son de tamaño minúsculo en comparación con los protones y los neutrones, y el espacio relativo entre el núcleo y las capas de electrones es mucho mayor que la mostrada.

Tabla 3.1 Número atómico y distribución de electrones

Elemento	Símbolo	Número atómico	Número de electrones en cada capa			
			1ª	2ª	3ª	4ª
Hidrógeno	H	1	1			
Helio	He	2	2			
Litio	Li	3	2	1		
Berilio	Be	4	2	2		
Boro	B	5	2	3		
Carbono	C	6	2	4		
Nitrógeno	N	7	2	5		
Oxígeno	O	8	2	6		
Flúor	F	9	2	7		
Neón	Ne	10	2	8		
Sodio	Na	11	2	8	1	
Magnesio	Mg	12	2	8	2	
Aluminio	Al	13	2	8	3	
Silicio	Si	14	2	8	4	
Fósforo	P	15	2	8	5	
Azufre	S	16	2	8	6	
Cloro	Cl	17	2	8	7	
Argón	Ar	18	2	8	8	
Potasio	K	19	2	8	8	1
Calcio	Ca	20	2	8	8	2

riores después de que los niveles de energía inferiores se hayan llenado hasta su capacidad*. La primera capa principal contiene un máximo de dos electrones, mientras que cada una de las capas superiores contiene ocho o más electrones. Como veremos, son generalmente los electrones más externos, a los que se hace referencia también como **electrones de valencia**, los que intervienen en el enlace químico.

* Este principio se mantiene para los 18 primeros elementos.

Enlace

Los elementos se combinan entre sí para formar una amplia variedad de sustancias más complejas (véase Recuadro 3.2). La gran fuerza de atracción que une los átomos se denomina *enlace químico*. Cuando un enlace químico une dos o más elementos en proporciones definidas, la sustancia se denomina **compuesto**. La mayoría de los minerales son compuestos químicos.

¿Por qué los elementos se unen para formar compuestos? De los estudios experimentales se ha deducido



Recuadro 3.2 ► El hombre y el medio ambiente

Asbesto: ¿cuáles son los riesgos?

Considerado inocuo al principio, incluso para utilizarse en la pasta de dientes, el asbesto puede haberse convertido en el más temido contaminante sobre la Tierra. Aunque los primeros interrogantes con respecto a su efecto sobre la salud surgieron hace dos décadas, el pánico por el asbesto cundió en 1986 cuando la Agencia de Protección Ambiental (Environmental Protection Agency) instituyó la Respuesta de Urgencia al Peligro del Asbesto (Asbestos Hazard Emergency Response Act), que exigía la comprobación de la existencia de asbesto en todas las escuelas públicas y privadas. Esto atrajo la atención pública sobre él e hizo surgir en los padres el miedo de que sus hijos pudieran contraer cánceres relacionados con el asbesto, dados los elevados niveles de fibras de ese elemento presentes en el ambiente escolar. Desde entonces, se han gastado miles de millones de dólares en la comprobación y eliminación del asbesto.

¿Qué es el asbesto?

El asbesto no es un material simple. Es más bien un término general para un grupo de silicatos que *se separan fácilmente en fibras delgadas y fuertes* (Figura 3.A). Dado que estas fibras son flexibles, resistentes al calor y relativamente inertes desde el punto de vista químico, tienen muchos usos. El asbesto ha sido muy utilizado para fortalecer el cemento, fabricar fibras incombustibles y aislar calderas y tuberías de agua caliente. Es un componente de las baldosas y el ingrediente principal de las guarniciones de freno de los automóviles. Durante el «boom» de construcción de Estados Unidos y durante la década de los cincuenta y principios de los sesenta se utilizaron de manera generalizada revestimientos de las paredes ricos en fibras de asbesto.

La mayor parte del asbesto procede de tres minerales. El *crisótilo* («asbesto blanco») es una forma fibrosa de la serpentina. Es el único tipo de asbesto procedente de Norteamérica, y antes constituía el 95 por ciento de la producción mundial. La *crocidolita* («asbesto azul») y la *amosita* («asbesto marrón») se obtienen en la actualidad en las minas sudafricanas y constituyen alrededor del 5 por ciento de la producción mundial.

Exposición y riesgo

No hay duda de que la exposición prolongada al aire cargado con ciertos tipos de polvo de asbesto en un lugar de trabajo no reglamentario puede ser peligrosa. Cuando se inhalan las delgadas fibras en forma de varilla, no son fáciles de descomponer ni de expulsar de los pulmones, sino que pueden permanecer *de por vida*. Pueden producirse tres enfermedades pulmonares: (1) *asbestosis*, cicatrización del tejido que disminuye la capacidad pulmonar para absorber oxígeno; (2) *mesotelioma*, tumor raro que se desarrolla en el tórax o en el intestino; y (3) *cáncer de pulmón*.

Las pruebas que incriminan al «asbesto azul» y al «asbesto marrón» proceden de estudios médicos llevados a cabo en las minas sudafricanas y de Australia occidental. Los mineros y los trabajadores de los molinos mostraban una incidencia extremadamente elevada de mesotelioma, a veces poco después de un año de exposición.

Sin embargo, la U.S. Geological Survey concluyó que los riesgos derivados de la forma más utilizada de asbesto (el crisótilo o «asbesto blanco») son mínimos o inexistentes. Citan estudios de mineros del asbesto blanco de Canadá y del norte de Italia, donde los índices de mortalidad por mesotelioma y cáncer de pulmón difieren muy poco de los índices generales. Se llevó a cabo otro estudio entre esposas de mineros del área de Thetford Mines, Québec, que fue la mayor mina de crisótilo del mundo. Durante muchos años no hubo control de polvo en las minas ni en

los molinos, de manera que esas mujeres estuvieron expuestas a niveles extremadamente elevados de asbesto transportado por el aire. No obstante, exhibían niveles por *debajo de lo normal* de la enfermedad que se pensaba asociada con la exposición al asbesto.

Los diversos tipos de fibras de asbesto difieren en cuanto a composición química, forma y durabilidad. Las delgadas fibras en forma de varilla del «asbesto azul» y el «asbesto marrón», que pueden penetrar fácilmente el revestimiento pulmonar, son por supuesto patógenas. Pero las fibras de crisótilo son rizadas y pueden ser expulsadas con más facilidad que las fibras alargadas. Además, si se inhalan, las fibras de crisótilo se descomponen al cabo de un año. Esto no ocurre con las otras formas de asbesto, ni con la fibra de vidrio, que se utiliza con frecuencia como sustituto del asbesto. Se piensa que estas diferencias explican el hecho de que los índices de mortalidad para los trabajadores del crisótilo difieran muy poco de los índices de la población general.

En Estados Unidos se utiliza muy poco de este mineral, antes ensalzado. Sin embargo, el crisótilo se sigue extrayendo de las minas de California y se exporta a otros países, como Japón, que no prohíben el uso de este tipo particular de asbesto. (La mayor parte de países industrializados prohíben los otros tipos de asbesto.) Quizá los estudios que se realicen en el futuro determinarán si el pánico al asbesto, que empezó en 1986, estaba justificado o no.



◀ **Figura 3.A** Asbesto de crisótilo. Esta muestra es una forma fibrosa del mineral serpentina. (Foto de E. J. Tarbuck.)

que son las fuerzas eléctricas las que mantienen juntos a los átomos. Además, se sabe que el enlace químico provoca un cambio en la configuración electrónica de los átomos unidos. Como se mencionó antes, son los electrones de valencia (electrones de la capa externa) los que intervienen generalmente en el enlace químico. Salvo en la primera capa, que contiene dos electrones, *se produce una configuración estable cuando la capa de valencia contiene ocho electrones*. Sólo los denominados gases nobles, como el neón y el argón, tienen una capa electrónica externa completa. Por tanto, los gases nobles son los menos reactivos desde el punto de vista químico, de ahí su designación de «inertes». Sin embargo, todos los demás átomos buscan una capa de valencia que contenga ocho electrones, como los gases nobles.

La regla del octeto, literalmente «un conjunto de ocho», se refiere al concepto de un nivel de energía externo completo. De forma sencilla, la **regla del octeto** establece que los átomos se combinan para formar compuestos y moléculas con el fin de obtener la configuración electrónica estable de los gases nobles. Para satisfacer la regla del octeto, un átomo puede ganar, perder o compartir electrones con otro o más átomos. El resultado de este proceso es la formación de un «pegamento» eléctrico que une los átomos. En resumen, *la mayoría de los átomos son químicamente reactivos y se unen entre sí para alcanzar la configuración estable de los gases nobles conservando a la vez la neutralidad eléctrica general*.

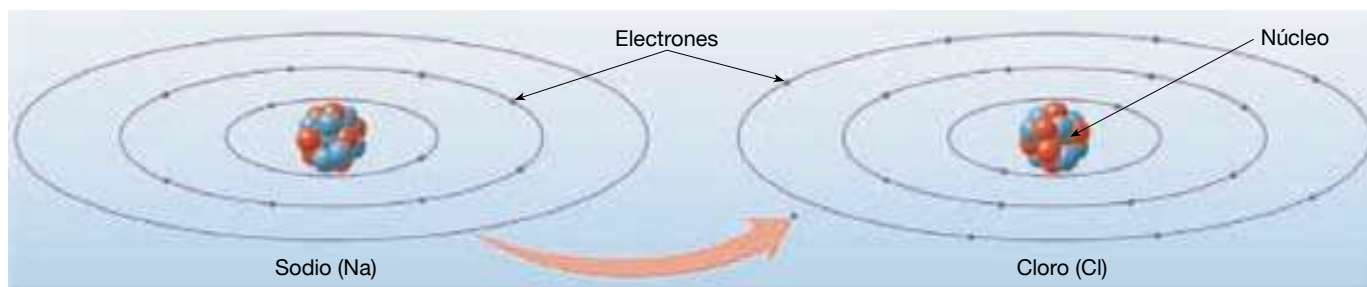
Enlaces iónicos. Quizá el tipo de enlace más fácil de visualizar sea el **enlace iónico**. En él, se transfieren uno o más electrones de valencia desde un átomo a otro. Dicho en términos sencillos, un átomo cede sus electrones de valencia y el otro los utiliza para completar su capa externa. Un ejemplo común de enlace iónico es la unión del sodio (Na) y el cloro (Cl) para producir cloruro sódico (la sal de mesa común). Esto se muestra en la Figura 3.5. Nótese que el sodio cede su único electrón externo al cloro. Como consecuencia, el sodio alcanza una configuración

estable que tiene ocho electrones en su capa más externa. Al adquirir el electrón que pierde el sodio, el cloro, que tiene siete electrones de valencia, completa su capa más externa. Por tanto, a través de la transferencia de un solo electrón, los átomos de sodio y de cloro han adquirido la configuración estable de gas noble.

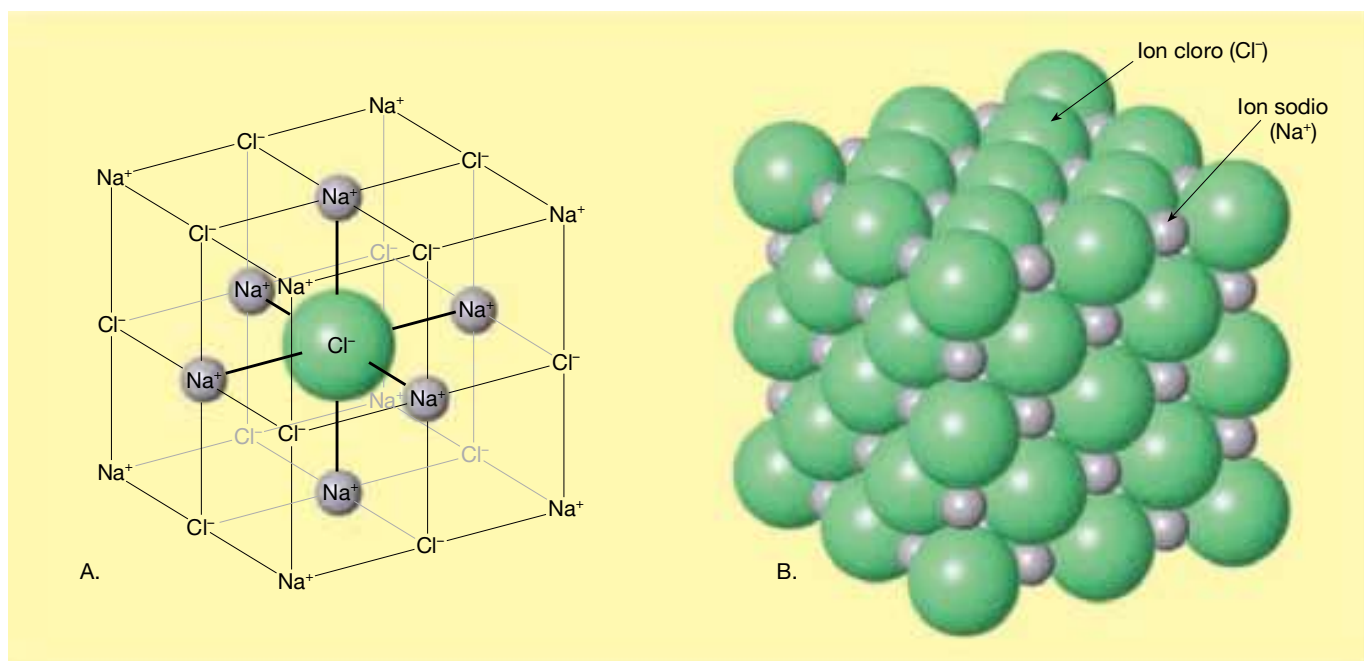
Una vez ocurrida la transferencia electrónica, los átomos ya no son eléctricamente neutros. Al ceder un electrón, un átomo de sodio neutro (11 protones/11 electrones) se convierte en un *átomo con carga positiva* (11 protones/10 electrones). De igual modo, al adquirir un electrón, el átomo de cloro neutro (17 protones/17 electrones) se convierte en un *átomo con carga negativa* (17 protones/18 electrones). Átomos como éstos, que tienen una carga eléctrica debido a un número desigual de electrones y de protones, se denominan **iones**. (Un átomo que capta un electrón extra y adquiere una carga negativa se denomina *anión*. Un átomo que pierde un electrón y adquiere una carga positiva se denomina *catión*.)

Sabemos que las partículas (iones) con cargas iguales se repelen y las que tienen cargas opuestas se atraen. Por tanto, un **enlace iónico** es la atracción de iones con cargas opuestas entre sí produciendo un compuesto eléctricamente neutro. En la Figura 3.6 se ilustra la disposición de los iones de cloruro sódico en la sal de mesa ordinaria. Obsérvese que la sal consiste en iones sodio y cloro alternativos, colocados de tal manera que cada ion positivo es atraído —y rodeado por todas partes— por iones negativos y viceversa. Esta disposición aumenta al máximo la atracción entre iones con cargas distintas a la vez que reduce al máximo la repulsión entre iones con la misma carga. Por tanto, *los compuestos iónicos consisten en una disposición ordenada de iones con cargas opuestas reunidos según una proporción definida que suministra una neutralidad eléctrica global*.

Las propiedades de un compuesto químico son *completamente diferentes* de las propiedades de los elementos que los componen. Por ejemplo, el cloro es un gas verde venenoso, que es tan tóxico que se utilizó como



▲ **Figura 3.5** Enlace químico de sodio y cloro a través de la transferencia del electrón externo solitario de un átomo de sodio a un átomo de cloro. El resultado es un ion sodio positivo (Na^+) y un ion cloro negativo (Cl^-). El enlace para producir cloruro sódico (NaCl) se debe a la atracción electrostática entre los iones positivos y negativos. En este proceso, obsérvese que los dos átomos, el sodio y el cloro, han alcanzado la configuración de gas noble estable (ocho electrones en su última capa).



▲ **Figura 3.6** Diagramas esquemáticos que ilustran la disposición de los iones cloro y sodio en la sal de mesa. **A.** Se ha abierto la estructura para mostrar la disposición de los iones. **B.** Los iones reales están estrechamente empaquetados.

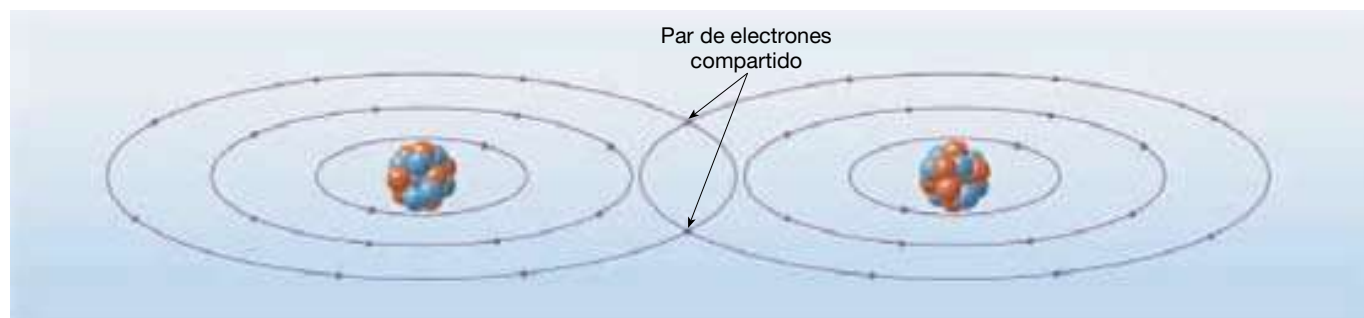
arma química durante la I Guerra Mundial. El sodio es un metal plateado y blando que reacciona vigorosamente con el agua y, si se tiene en la mano, puede producir quemaduras graves. Juntos, sin embargo, esos átomos producen el compuesto cloruro sódico (sal de mesa), un sólido claro y cristalino que es esencial para la vida humana. Este ejemplo ilustra también una diferencia importante entre una roca y un mineral. La mayoría de los *minerales* son *compuestos químicos* con propiedades únicas que son muy diferentes de los elementos que los componen. Una *roca*, por otro lado, es una *mezcla* de minerales, conservando cada mineral su propia identidad.

Enlaces covalentes. No todos los átomos se combinan mediante la transferencia de electrones para formar iones. Otros átomos *comparten* electrones. Por ejemplo

los elementos gaseosos oxígeno (O_2), hidrógeno (H_2) y cloro (Cl_2) existen como moléculas estables que consisten en dos átomos reunidos, sin transferencia completa de electrones.

En la Figura 3.7 se ilustra cómo comparten un par de electrones dos átomos de cloro para formar una molécula del gas cloro (Cl_2). Solapando sus capas externas, estos átomos de cloro comparten un par de electrones. Por tanto, cada átomo de cloro ha adquirido, a través de una acción cooperativa, los ocho electrones necesarios para completar su capa externa. El enlace producido al compartir electrones se denomina **enlace covalente**.

Una analogía común puede ayudar a visualizar un enlace covalente. Imaginemos dos personas en extremos opuestos de una habitación poco iluminada, que esté



▲ **Figura 3.7** Ilustración de cómo se comparte un par de electrones entre dos átomos de cloro para formar una molécula de cloro. Nótese que al compartir un par de electrones los dos átomos de cloro tienen ocho electrones en su capa de valencia.

leyendo cada una bajo una lámpara distinta. Moviendo las lámparas al centro de la habitación, pueden combinar sus recursos luminosos de manera que cada uno pueda ver mejor. Exactamente igual como se mezclan los haces luminosos solapantes, los electrones compartidos que proporcionan el «pegamento eléctrico» en los enlaces covalentes son indistinguibles entre sí. El grupo mineral más común, el de los silicatos, contiene el elemento silicio, que forma con facilidad enlaces covalentes con el oxígeno.

Otros enlaces. Como cabe suponer, muchos enlaces químicos son en realidad híbridos. Consisten en cierto grado en compartir electrones, como en los enlaces covalentes, y en cierta medida en la transferencia de electrones, como en el enlace iónico. Además, puede haber enlaces covalentes e iónicos dentro del mismo compuesto. Esto ocurre en muchos silicatos, donde los átomos de silicio y de oxígeno forman enlaces covalentes para constituir el bloque de construcción básico común a todos los silicatos. Esas estructuras, a su vez, se unen mediante enlaces iónicos a iones metálicos, produciendo diversos compuestos químicos eléctricamente neutros.

Existe otro enlace químico en el cual los electrones de valencia son libres para migrar de un ion a otro. Los electrones de valencia móviles actúan como el «pegamento eléctrico». Este tipo de compartición electrónica se encuentra en los metales, como el cobre, el oro, el aluminio y la plata, y se denomina **enlace metálico**. El enlace metálico es el responsable de la elevada conductividad eléctrica de los metales, de la facilidad con que son moldeados y de sus otras numerosas propiedades especiales de los metales.

Isótopos y radiactividad

Las partículas subatómicas son tan increíblemente pequeñas que se ideó una unidad especial para expresar su masa. Un protón o un neutrón tienen una masa que es sólo ligeramente mayor que una *unidad de masa atómica*, mientras que un electrón es sólo aproximadamente dos milésimas la unidad de masa atómica. Por tanto, aunque los electrones desempeñan un papel activo en las reacciones químicas, no contribuyen de manera significativa a la masa de un átomo.

El **número másico** de un átomo es simplemente el total de neutrones y protones que tiene en el núcleo. Los átomos del mismo elemento tienen siempre el mismo número de protones, pero frecuentemente tienen números variables de neutrones. Esto significa que un elemento puede tener más de un número másico. Esas variantes del mismo elemento se denominan **isótopos** de ese elemento.

Por ejemplo, el carbono tiene tres isótopos bien conocidos. Uno tiene un número másico de doce (carbono-12), otro de trece (carbono-13) y el tercero, el carbono-14, tiene un número másico de catorce. Todos los átomos del mismo elemento deben tener el mismo número de

protones (número atómico), y el carbono tiene siempre seis. Por tanto, el carbono-12 debe tener seis protones más *seis* neutrones para proporcionarle un número másico de doce, mientras que el carbono-14 debe tener seis protones más *ocho* neutrones para proporcionarle un número másico de catorce. La masa atómica *media* de cualquier muestra aleatoria de carbono está mucho más cerca de doce que de trece o de catorce, porque el carbono-12 es el isótopo más abundante. Esta media se denomina **peso atómico***.

Obsérvese que en un sentido químico todos los isótopos del mismo elemento son casi idénticos. Distinguir entre ellos sería como intentar diferenciar miembros de un grupo de objetos similares, todos con la misma forma, tamaño y color, pero algunos sólo ligeramente más pesados. Además, los diferentes isótopos de un elemento suelen encontrarse juntos en el mismo mineral.

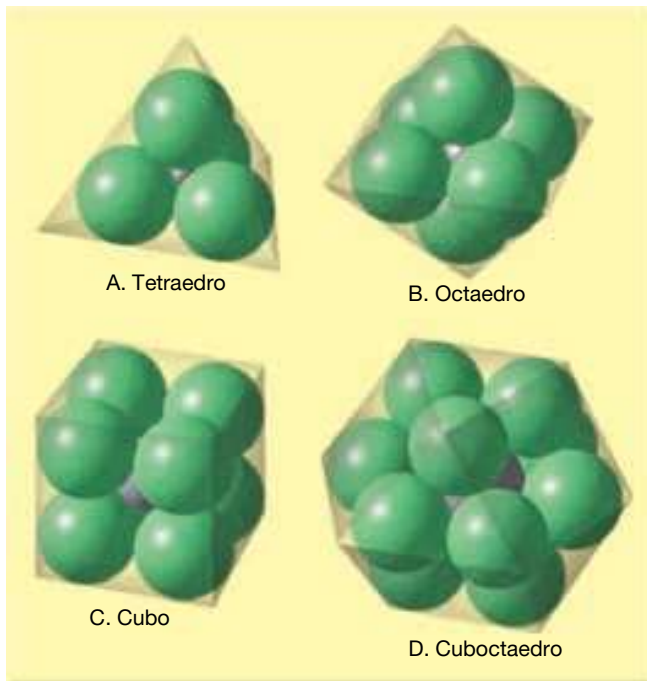
Aunque los núcleos de la mayoría de los átomos son estables, algunos elementos tienen isótopos en los cuales los núcleos son inestables. Los isótopos inestables, como el carbono-14, se desintegran a través de un proceso denominado **desintegración radiactiva**. Durante la desintegración radiactiva los núcleos inestables se descomponen espontáneamente, emitiendo partículas subatómicas o energía electromagnética similar a rayos X, o ambas cosas. La velocidad a la cual se descomponen los núcleos inestables es uniforme y medible, lo que convierte a estos isótopos en «relojes» útiles para la datación de los acontecimientos de la historia terrestre. En el Capítulo 9 se comenta la desintegración radiactiva y sus aplicaciones a la datación de los acontecimientos del pasado.

Estructura de los minerales

Un mineral está compuesto por una disposición ordenada de átomos químicamente unidos para formar una estructura cristalina concreta. Este empaquetamiento ordenado de los átomos se refleja en los objetos de formas regulares que denominamos cristales.

¿Qué determina la estructura cristalina particular de un mineral? La disposición atómica interna de los compuestos formados por iones viene determinada en parte por la carga de los iones que intervienen, pero, más importante aún, por su tamaño. Para formar compuestos iónicos estables, cada ion de carga positiva se rodea por el mayor número de iones negativos que puedan acomodarse para mantener la neutralidad eléctrica general, y viceversa. En la Figura 3.8 se muestran algunas disposiciones ideales para iones de varios tamaños.

* El término peso tal como se utiliza aquí es un término incorrecto que ha sido autorizado por el uso. El término correcto es masa atómica.



▲ **Figura 3.8** Empaquetamiento geométrico ideal para iones positivos y negativos de varios tamaños.

Examinemos la disposición geométrica de los iones sodio y cloro en el mineral halita. Vemos que los iones sodio y cloro se empaquetan para formar una estructura interna de forma cúbica. Obsérvese también que la disposición ordenada de los iones que se encuentra al nivel atómico se refleja en una escala mucho mayor en los cristales de halita de forma cúbica. Como la halita, todas las muestras de un mineral concreto contienen los mismos elementos, reunidos en la misma disposición ordenada.

Aunque es verdad que cada muestra del mismo mineral tiene la misma estructura interna, algunos *elementos* son capaces de reunirse de más de una forma. Por tanto, dos minerales con propiedades totalmente diferentes pueden tener exactamente la misma composición química. Minerales de este tipo se dice que son **polimorfos** (*poli* = muchos; *morfo* = forma). El grafito y el diamante son ejemplos particularmente buenos de polimorfismo porque consisten exclusivamente en carbono y, sin embargo, tienen propiedades drásticamente diferentes. El grafito es un material gris y blando del cual se fabrica la mina de los lapiceros, mientras que el diamante es el mineral más duro conocido. Las diferencias entre esos minerales pueden atribuirse a las condiciones bajo las cuales se formaron. Los diamantes se forman a profundidades de alrededor de 200 kilómetros, donde las presiones extremas producen la estructura compacta que se muestra en la Figura 3.9A. El gra-

fito, por otro lado, consiste en láminas de átomos de carbono muy espaciados y débilmente unidos (Figura 3.9B). Dado que esas láminas de carbono se deslizan fácilmente una sobre otra, el grafito constituye un excelente lubricante.

Los científicos saben que calentando el grafito a presiones elevadas pueden producir diamantes. Aunque los diamantes sintéticos no tienen en general la calidad de la gema, debido a su dureza tienen muchos usos industriales.

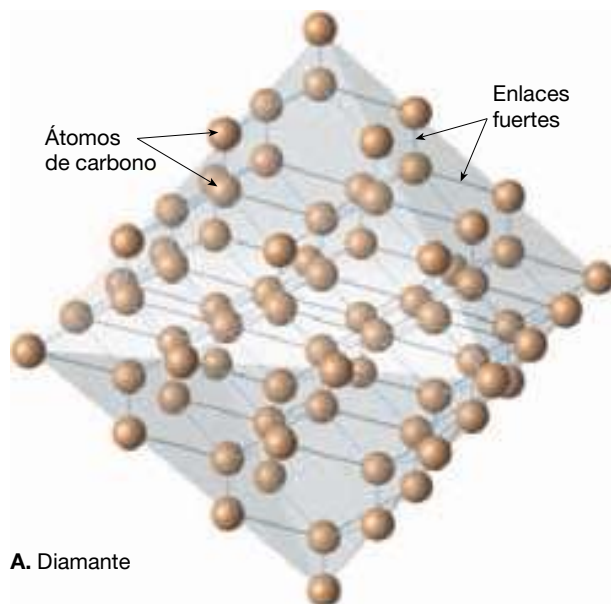
La transformación de un polimorfo en otro se denomina *cambio de fase*. En la naturaleza ciertos minerales atraviesan cambios de fase conforme pasan de un ambiente a otro. Por ejemplo, cuando las rocas son transportadas a mayores profundidades por una placa en subducción, el mineral *olivino* cambia a una forma más compleja denominada *espinela*.

Otros dos minerales con composiciones químicas idénticas (CaCO_3), pero diferentes formas cristalinas, son la calcita y el aragonito. La calcita se forma fundamentalmente a través de procesos bioquímicos y es el principal constituyente de la roca sedimentaria caliza. El aragonito es comúnmente depositado por los manantiales termales y es también un importante constituyente de las perlas y los caparazones de algunos organismos marinos. Dado que el aragonito cambia a la estructura cristalina más estable de calcita, es raro en rocas de más de cincuenta millones de años. El diamante es también algo inestable en la superficie terrestre, pero (por fortuna para los joyeros), su velocidad de cambio a grafito es infinitesimal.

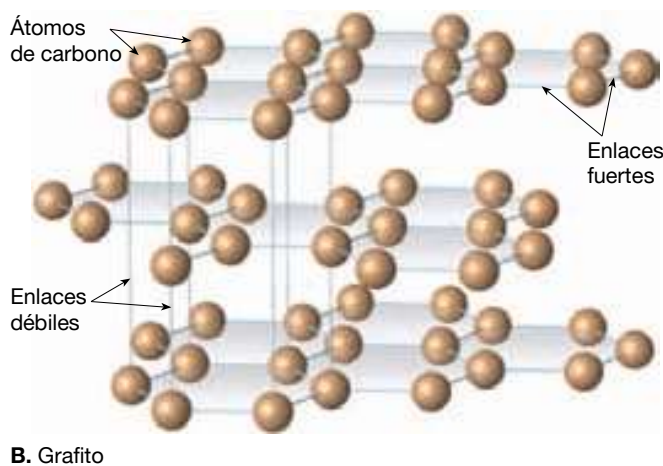
A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Existen materiales artificiales más duros que los diamantes?

Sí, pero no conseguirá verlos pronto. Una forma dura del nitruro de carbono (C_3N_4), descrita en 1989 y sintetizada en un laboratorio poco después, puede ser más dura que el diamante, pero no se ha producido en cantidades suficientes como para realizar un examen adecuado. En 1999, los investigadores descubrieron que una forma de carbono hecha a partir de esferas fundidas de 20 y 28 átomos de carbono (emparentadas con las famosas «buckyballs») también podría ser tan dura como un diamante. La producción de estos materiales es cara, de modo que los diamantes continúan utilizándose como abrasivos y en ciertos tipos de instrumentos cortantes. Los diamantes sintéticos, producidos desde 1955, se utilizan mucho en la actualidad en estas aplicaciones industriales.



Diamante



Grafito

▲ **Figura 3.9** Comparación de las estructuras del diamante y el grafito. Las dos son sustancias naturales con la misma composición química: átomos de carbono. No obstante, su estructura interna y sus propiedades físicas reflejan el hecho de que cada uno se formó en un ambiente muy diferente. **A.** Todos los átomos de carbono del diamante están unidos por enlaces covalentes en una estructura tridimensional compacta, que explica la dureza extrema del mineral. (Foto cortesía de la Smithsonian Institution.) **B.** En el grafito, los átomos de carbono se enlazan en láminas que se unen de una manera laminar a través de fuerzas eléctricas muy débiles. Estos enlaces débiles permiten que las láminas de carbono se deslicen fácilmente unas respecto a otras, lo que hace blando y resbaladizo el grafito, y por tanto útil como un lubricante seco. (**A.**: fotógrafo Dane Pendland, cortesía de la Smithsonian Institution; **B.**: E. J. Tarbuck.)

Propiedades físicas de los minerales



Materia y minerales ▼ Propiedades físicas de los minerales

Los minerales son sólidos formados por procesos inorgánicos. Cada mineral tiene una disposición ordenada de átomos (estructura cristalina) y una composición química definida, que le proporciona un conjunto único de propiedades físicas. Dado que la estructura interna y la com-

posición química de un mineral son difíciles de determinar sin la ayuda de ensayos y aparatos sofisticados, se suelen utilizar en su identificación las propiedades físicas más fácilmente reconocibles.

Principales propiedades diagnósticas

Las propiedades físicas diagnósticas de los minerales son las que se pueden determinar mediante la observación o realizando una prueba sencilla. Las principales propiedades físicas utilizadas habitualmente para identificar muestras pequeñas de minerales son: la forma cristalina,

el brillo, el color, la raya, la dureza, la exfoliación o la fractura y el peso específico. Las propiedades secundarias (o «especiales») que una cantidad limitada de minerales exhiben son: el magnetismo, el sabor, el tacto, el olor, la elasticidad, la maleabilidad, la birrefracción y la reacción química con ácido clorhídrico.

Forma cristalina. La mayoría de nosotros piensa en un cristal como un lujo raro, cuando en realidad la mayoría de los objetos sólidos inorgánicos está compuesta por cristales. La razón de este concepto erróneo es que la mayoría de los cristales no exhibe su forma cristalina. La **forma cristalina** es la expresión externa de un mineral que refleja la disposición interna ordenada de los átomos. En la Figura 3.10 se ilustra la forma característica del mineral que contiene hierro pirita.

En general, dondequiera que se permita la formación de un mineral sin restricciones de espacio, desarrollará cristales individuales con caras cristalinas bien formadas. Algunos cristales, como los del mineral cuarzo, tienen una forma cristalina muy clara que puede ser útil en su identificación. Sin embargo, casi siempre el crecimiento cristalino es interrumpido debido a la competición por el espacio, lo que se traduce en una masa de intercrecimiento de cristales, ninguno de los cuales exhibe su forma cristalina.

Brillo. El **brillo** es el aspecto o la calidad de la luz reflejada de la superficie de un mineral. Los minerales que

tienen el aspecto de metales, con independencia del color, se dice que tienen un brillo metálico. Los minerales con *brillo no metálico* se describen mediante diversos adjetivos, entre ellos vítreo, perlado, sedoso, resinoso y terroso (mate). Algunos minerales tienen un brillo parcialmente metálico y se dice que son submetálicos.

Color. Aunque el **color** es una característica obvia de un mineral, a menudo es una propiedad diagnóstica poco fiable. Ligeras impurezas en el mineral común cuarzo, por ejemplo, le proporcionan una diversidad de colores, entre ellos el rosa, el púrpura (amatista), blanco e incluso negro (véase Figura 3.24, pág. 99). Cuando un mineral, como el cuarzo, exhibe una variedad de colores, se dice que posee *coloración exótica*. La coloración exótica suele estar causada por la inclusión de impurezas, como iones extraños, en la estructura cristalina. De otros minerales, por ejemplo, el azufre, que es amarillo, y la malaquita, que es verde brillante, se dice que tienen *coloración inherente*.

Raya. La **raya** es el color de un mineral en polvo y se obtiene frotando a través del mineral con una pieza de porcelana no vidriada denominada *placa de raya* (Figura 3.11). Aunque el color de un mineral puede variar de una muestra a otra, la raya no suele cambiar y, por consiguiente, es la propiedad más fiable. La raya puede ser también una ayuda para distinguir minerales con brillos metálicos de minerales que tienen brillos no metálicos. Los minerales metálicos tienen en general una raya densa y oscura, al contrario que los minerales con brillos no metálicos.



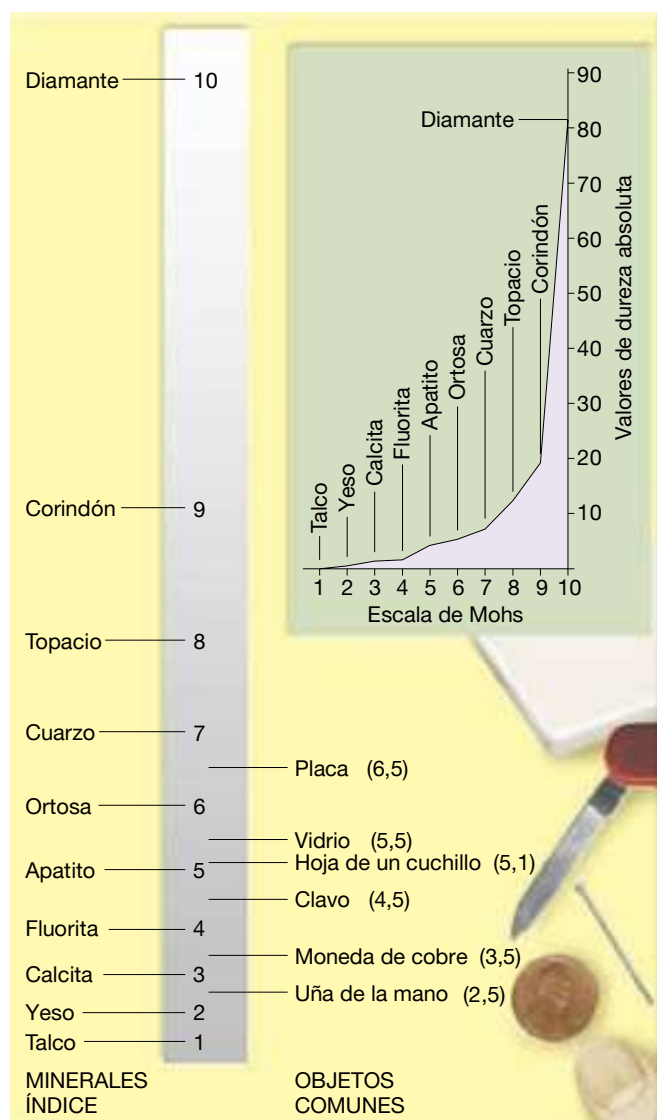
▲ **Figura 3.10** La forma cristalina es la expresión externa de una estructura ordenada interna del mineral. La pirita, normalmente conocida como «el oro de los tontos», a menudo forma cristales cúbicos. Puede exhibir líneas paralelas (estriaciones) en las caras. (Foto de E. J. Tarbuck.)



▲ **Figura 3.11** Aunque el color de un mineral puede no ser de mucha utilidad para su identificación, la raya, que es el color del mineral en polvo, puede ser muy útil.

Dureza. Una de las propiedades diagnósticas más útiles es la **dureza**, una medida de la resistencia de un mineral a la abrasión o al rayado. Esta propiedad se determina frotando un mineral de dureza desconocida contra uno de dureza conocida, o viceversa. Puede obtenerse un valor numérico utilizando la **escala de Mohs** de dureza, que consiste en diez minerales dispuestos en orden desde 1 (el más blando) hasta 10 (el más duro), como se muestra en la Figura 3.12. Nótese que la escala de Mohs es una *clasificación relativa*, y que *no* implica que el mineral número 2, yeso, sea dos veces más duro que el mineral 1, talco.

Cualquier mineral de dureza desconocida puede compararse con minerales u otros objetos de dureza conocida. Por ejemplo, las uñas tienen una dureza de 2,5, una moneda de cobre, de 3,5, y un trozo de cristal, de 5,5.



▲ **Figura 3.12** Escala de dureza de Mohs, con la dureza de algunos objetos comunes.

El mineral yeso, que tiene una dureza de 2, puede rayarse fácilmente con una uña. Por otro lado, la calcita mineral, que tiene una dureza de 3, rayará una uña, pero no el cristal. El cuarzo, el más duro de los minerales comunes, rayará el cristal.




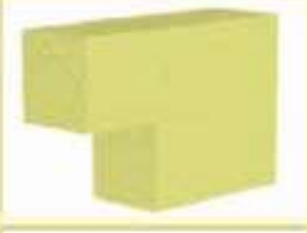





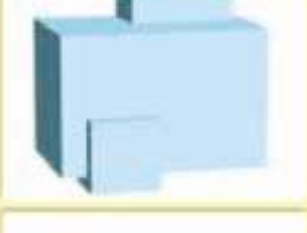








Exfoliación y fractura. En la estructura cristalina de un mineral, algunos enlaces son más débiles que otros. Esos enlaces se sitúan en los puntos en los cuales un mineral se romperá cuando se someta a tensión. La **exfoliación** (*kleiben* = tallar) es la tendencia de un mineral a romperse a lo largo de planos de enlaces débiles. No todos los minerales tienen planos definidos de enlaces débiles, pero los que poseen exfoliación pueden ser identificados por sus superficies lisas distintivas, que se producen cuando se rompe el mineral.

El tipo más sencillo de exfoliación es exhibido por las micas. Dado que las micas tienen enlaces débiles en una dirección, se exfolian formando láminas planas y delgadas. Algunos minerales tienen diversos planos de exfoliación, que producen superficies lisas cuando se rompen, mientras que otros exhiben poca exfoliación y, aún otros, no tienen en absoluto esta característica. Cuando los minerales se rompen uniformemente en más de una dirección, la exfoliación se describe por el *número de planos* exhibido y los *ángulos a los cuales se producen* (Figura 3.13).

No confundir exfoliación con forma cristalina. Cuando un mineral exhibe exfoliación, se romperá en trozos *que tengan la misma geometría*. Por el contrario, los cristales de cuarzo no tienen exfoliación. Si se rompen, se fracturan en formas que no se parecen entre sí ni a los cristales originales.

Los minerales que no exhiben exfoliación cuando se rompen, como el cuarzo, se dice que tienen **fractura**. Los que se rompen en superficies curvas lisas que recuerdan a vidrios rotos tienen una **fractura concoide** (Figura 3.14). Otros se rompen en astillas, pero la mayoría de los minerales se fracturan de forma irregular.

Peso específico. El **peso específico** es un número que representa el cociente entre el peso de un mineral y el peso de un volumen igual de agua. Por ejemplo, si un mineral pesa tres veces un volumen igual de agua, su peso específico es 3. Con un poco de práctica, se es capaz de calcular el peso específico de los minerales sosteniéndolos en la mano. Por ejemplo, si un mineral parece tan pesado como las rocas comunes que se ha manejado, su peso específico estará probablemente en algún punto entre 2,5 y 3. Algunos minerales metálicos tienen un peso específico dos o tres veces el de los minerales que constituyen las rocas comunes. La galena, que es una mena de plomo, tiene un peso específico de unos 7,5, mientras que el peso específico del oro de 24 quilates es de aproximadamente 20 (Figura 3.15).

Número de direcciones de exfoliación	Esquema	Ilustración de las direcciones de exfoliación	Ejemplo
1			
2 a 90°			
2 no a 90°			
3 a 90°			
3 no a 90°			
4			

▲ **Figura 3.13** Direcciones de exfoliación comunes exhibidas por los minerales.

Otras propiedades de los minerales

Además de las propiedades ya comentadas, algunos minerales pueden reconocerse por otras propiedades distintivas. Por ejemplo, la halita es la sal ordinaria, de manera

que puede identificarse fácilmente con la lengua. Las finas láminas de mica se doblarán y recuperarán elásticamente su forma. El oro es maleable y puede ser fácilmente moldeable. El talco y el grafito producen sensaciones



▲ **Figura 3.14** Fractura concoide. Las superficies curvas lisas se producen cuando los minerales se rompen como el vidrio. (Foto de E. J. Tarbuck.)

distintas; el talco produce la sensación jabonosa y el grafito, de grasa. Unos pocos minerales, como la magnetita, tienen un elevado contenido en hierro y pueden ser captados por un imán, mientras que algunas variedades son imanes naturales y atraerán pequeños objetos que contengan hierro, como los alfileres y los clips.

Además, algunos minerales exhiben propiedades ópticas especiales. Por ejemplo, cuando se coloca una pieza transparente de calcita sobre material impreso, las letras aparecen duplicadas. Esta propiedad óptica se conoce como *birrefracción*. Además, la raya de muchos minerales que contienen azufre huele a huevos podridos.

Un ensayo químico muy sencillo consiste en colocar una gota de ácido clorhídrico diluido de un cuentagotas en la superficie fresca de un mineral. Algunos minerales, denominados carbonatos, producirán efervescencia con el ácido clorhídrico. Este ensayo es útil para identificar el mineral calcita, que es un carbonato mineral común.

En resumen, una serie de propiedades químicas y físicas especiales son útiles para identificar ciertos minerales. Entre ellas se cuentan el sabor, el olor, la elasticidad, la maleabilidad, el tacto, el magnetismo, la birrefracción y la reacción química con ácido clorhídrico. Hay que recordar que cada una de estas propiedades depende de la composición (elementos) de un mineral y de su estructura (cómo están dispuestos sus átomos).

Grupos minerales

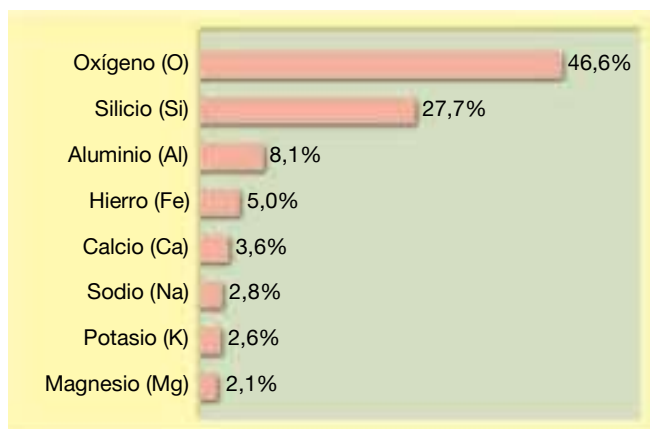
Se conocen por su nombre casi 4.000 minerales y se identifican cada año varios minerales nuevos. Por fortuna, para los estudiantes que están empezando a estudiar los



▲ **Figura 3.15** La galena es sulfuro de plomo y, como otras menas metálicas, tiene un peso específico relativamente elevado. (Foto de E. J. Tarbuck.)

minerales, ¡sólo una docena de minerales son abundantes! En conjunto estos pocos constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y como tales se clasifican como los *minerales formadores de rocas*. También es interesante observar que *sólo ocho elementos* constituyen la mayor parte de esos minerales y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental (Figura 3.16). Estos elementos son, por orden de abundancia: oxígeno (O), silicio (Si), aluminio (Al), hierro (Fe), calcio (Ca), sodio (Na), Potasio (K) y magnesio (Mg).

Como se muestra en la Figura 3.16, el silicio y el oxígeno son con mucho los elementos más comunes de la corteza de la Tierra. Además, estos dos elementos se combinan fácilmente para formar la estructura del grupo mineral más común, los **silicatos**. Las rocas ígneas están compuestas casi en su totalidad por minerales silicatados



▲ **Figura 3.16** Abundancia relativa de los ocho elementos más comunes en la corteza continental.

y este grupo mineral representa más del 90 por ciento de la corteza terrestre. Dado que las rocas sedimentarias suelen estar compuestas por productos meteorizados de las rocas ígneas, los minerales silicatados también abundan en los sedimentos y las rocas sedimentarias. Esto es especialmente cierto para el mineral cuarzo, que es resistente a la meteorización; y para los minerales arcillosos, que son minerales silicatados producto de determinados procesos de meteorización. Los minerales silicatados también son constituyentes importantes de algunas rocas metamórficas.

Puesto que otros grupos de minerales son mucho menos abundantes en la corteza terrestre que los silicatos, a menudo se agrupan bajo la denominación de **no silicatados**. Aunque no son tan comunes como los silicatos, algunos minerales no silicatados son muy importantes desde el punto de vista económico. Nos proporcionan el hierro y el aluminio para construir nuestros automóviles; el yeso para las placas y los muros que construyen nuestras casas; y el cobre para los cables que transportan la electricidad y para conectarnos a Internet. Algunos grupos de minerales no silicatados son los carbonatos, los sulfatos y los haluros. Además de su importancia económica, estos grupos de minerales incluyen miembros que son componentes importantes de los sedimentos y las rocas sedimentarias. Además, algunos minerales no silicatados se encuentran en las rocas metamórficas, pero tienden a ser raros en ambientes ígneos.

Comentaremos primero el grupo mineral más común, los silicatos, y luego consideraremos algunos de los otros grupos minerales más destacados.

Los silicatos

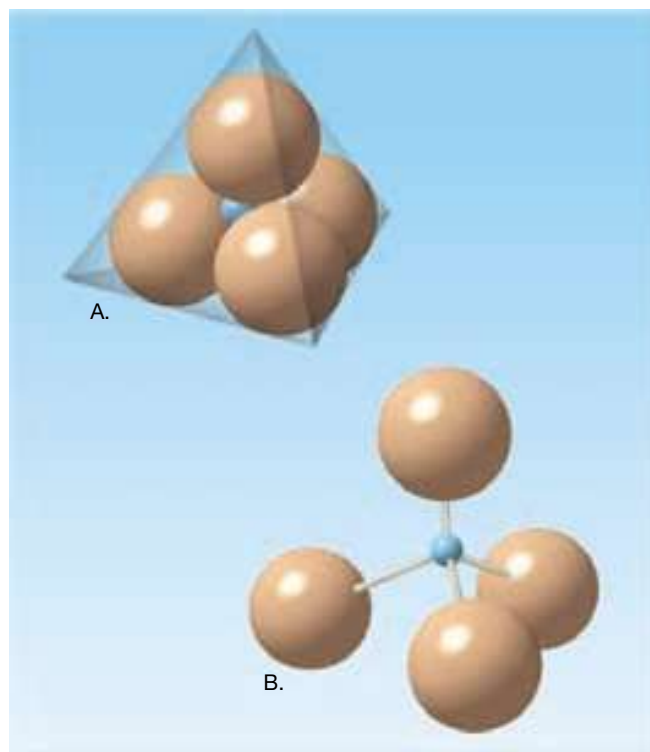


Materia y minerales ▼ Grupos de minerales

Todo **silicato** contiene los elementos oxígeno y silicio. Además, excepto unos pocos, como el cuarzo, todos los silicatos contienen uno o más elementos necesarios para establecer la neutralidad eléctrica. Esos elementos adicionales dan lugar a la gran variedad de silicatos y a sus diversas propiedades.

El tetraedro silicio-oxígeno

Todos los silicatos tienen el mismo componente básico fundamental, el **tetraedro silicio-oxígeno** (*tetra* = cuatro; *hedra* = base). Esta estructura consiste en cuatro iones de oxígeno que rodean a un ion de silicio mucho menor (Figura 3.17). El tetraedro silicio-oxígeno es un ion complejo (SiO_4^{4-}) con una carga de -4 .



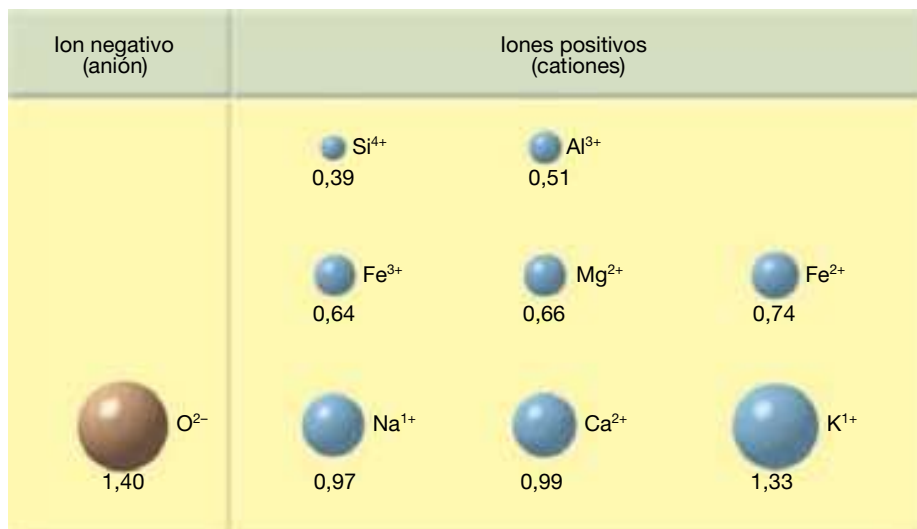
▲ **Figura 3.17** Dos representaciones del tetraedro silicio-oxígeno. **A.** Las cuatro esferas grandes representan los iones oxígeno y la esfera azul representa un ion silicio. Las esferas se dibujan en proporción al radio de los iones. **B.** Visión extendida del tetraedro utilizando varillas para indicar los enlaces que conectan los iones.

En la naturaleza, una de las formas más sencillas mediante las cuales estos tetraedros se reúnen para convertirse en compuestos neutros es a través de la adición de iones de carga positiva (Figura 3.18). De esta manera se produce una estructura químicamente estable, que consiste en tetraedros individuales enlazados a través de cationes.

Otras estructuras de silicatos

Además de los cationes que proporcionan la carga eléctrica opuesta necesaria para unir los tetraedros, estos últimos pueden unirse entre sí, según una variedad de configuraciones. Por ejemplo, los tetraedros pueden reunirse para formar *cadena sencilla*, *cadena doble* o *estructuras laminares*, como las mostradas en la Figura 3.19. La unión de los tetraedros en cada una de esas configuraciones se produce porque átomos de silicio de tetraedros adjuntos comparten átomos de oxígeno.

Para entender mejor cómo ocurre esto, seleccionemos uno de los iones de silicio (esferas azules pequeñas) situado cerca de la mitad de la estructura de cadena simple mostrada en la Figura 3.19A. Obsérvese que este silicio está completamente rodeado de cuatro iones oxígeno

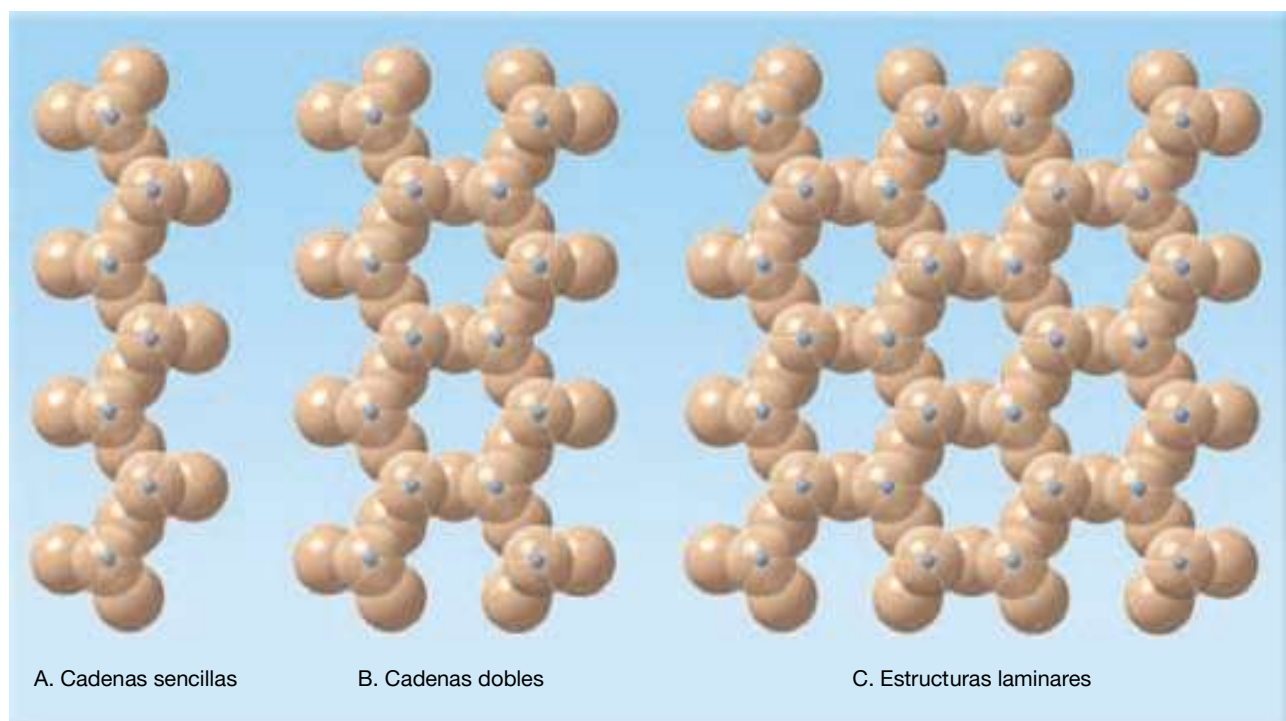


◀ **Figura 3.18** Tamaños relativos y cargas eléctricas de los iones de los ocho elementos más comunes en la corteza terrestre. Son los iones más comunes en los minerales formadores de rocas. Los radios iónicos se expresan en Angstroms (un Angstrom es igual a 10^{-8} centímetros).

mayores (lo observamos *a través* de uno de los cuatro para ver el ion de silicio azul). Nótese también que, de los cuatro iones oxígeno, dos están unidos a otros iones de silicio, mientras que los otros dos no están compartidos en modo alguno. *Es la conexión a través de los iones oxígeno compartidos lo que une los tetraedros en una estructura de cadena*. Ahora, examinemos un ion de silicio de los situados cerca del medio de la estructura laminar y contemos el número de iones oxígeno compartidos y no compartidos que lo rodean (Figura 3.19C). El aumento en el grado de

compartición explica la estructura laminar. Existen otras estructuras silicatadas, y la más común tiene todos los iones de oxígeno compartidos para producir una estructura tridimensional compleja.

Ahora podemos ver que la proporción de iones de oxígeno con respecto a los iones de silicio difiere en cada una de las estructuras de silicatos. En el tetraedro aislado, hay cuatro iones de oxígeno por cada ion de silicio. En la cadena simple, la proporción oxígeno a silicio es de 3 a 1, y en la estructura tridimensional es de 2 a 1. Por consi-



▲ **Figura 3.19** Tres tipos de estructuras silicatadas. **A.** Cadenas sencillas. **B.** Cadenas dobles. **C.** Estructuras laminares.

guiente, cuantos más iones oxígeno se compartan, mayor será el porcentaje de silicio en la estructura. Los silicatos se describen, por consiguiente, como con «alto» o «bajo» contenido de silicio, en función de la relación oxígeno/silicio. Esta diferencia en el contenido de silicio es importante, como veremos en el capítulo siguiente cuando consideremos la formación de las rocas ígneas.

Ensamblaje de las estructuras de silicatos

La mayoría de las estructuras silicatadas, entre ellas las cadenas individuales, las cadenas dobles o las láminas, no son compuestos químicos neutros. Por tanto, como en el tetraedro individual, están todas neutralizadas por la inclusión de cationes metálicos que las unen en una variedad de configuraciones cristalinas complejas. Los cationes que más a menudo enlazan las estructuras silicatadas son los correspondientes a los elementos hierro (Fe), magnesio (Mg), potasio (K), sodio (Na), aluminio (Al) y calcio (Ca).

Obsérvese en la Figura 3.18 que cada uno de esos cationes tiene un tamaño atómico concreto y una carga particular. En general, los iones de aproximadamente el mismo tamaño son capaces de sustituirse libremente entre sí. Por ejemplo, los iones de hierro (Fe^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) son casi del mismo tamaño y se sustituyen sin alterar la estructura del mineral. Esto es también cierto para los iones calcio y sodio, que pueden ocupar el mismo lugar en una estructura cristalina. Además, el aluminio (Al) a menudo sustituye al silicio en el tetraedro silicio-oxígeno.

Dada la capacidad de las estructuras de silicio para acomodar con facilidad diferentes cationes en un sitio de enlace determinado, los especímenes individuales de un determinado mineral pueden contener cantidades variables de ciertos elementos. Un mineral de este tipo suele expresarse mediante una fórmula química en la que se utilizan paréntesis para demostrar el componente variable. Un buen ejemplo es el mineral olivino, $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$, que es el silicato de magnesio/hierro. Como puede verse en la fórmula, son los cationes de hierro (Fe^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) del olivino los que se sustituyen libremente entre sí. En un extremo, el olivino puede contener hierro sin nada de magnesio (Fe_2SiO_4 , o silicato férrico) y en el otro, el hierro está absolutamente ausente (Mg_2SiO_4 , o silicato de magnesio). Entre esos miembros finales, es posible cualquier proporción de hierro con respecto al magnesio. Por tanto, el olivino, así como muchos otros silicatos, es en realidad una familia de minerales con un espectro de composición comprendido entre dos miembros finales.

En ciertas sustituciones, los iones que se intercambian no tienen la misma carga eléctrica. Por ejemplo, cuando el calcio (Ca^{2+}) sustituye al sodio (Na^{1+}), la es-

tructura gana una carga positiva. En la naturaleza, una forma según la cual se lleva a cabo esta sustitución, manteniendo aún la neutralidad eléctrica global, es la sustitución simultánea de aluminio (Al^{3+}) por silicio (Si^{4+}). Esta particular sustitución doble se produce en el feldespato denominado plagioclasa. Es un miembro de la familia más abundante de minerales encontrada en la corteza terrestre. Los miembros finales de esta serie concreta de feldespatos son el silicato de calcio-aluminio (anortita, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) y un silicato de sodio-aluminio (albita, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$).

Estamos ahora preparados para revisar las estructuras de silicatos a la luz de lo que sabemos sobre los enlaces químicos. Un examen de la Figura 3.18 demuestra que entre los constituyentes principales de los silicatos sólo el oxígeno es un anión (con carga negativa). Dado que los iones con cargas opuestas se atraen (y los de carga similar se repelen), los enlaces químicos que mantienen juntas las estructuras de los silicatos se forman entre el oxígeno y cationes de carga opuesta. Por tanto, los cationes se disponen de manera que estén lo más cerca posible al oxígeno, mientras que, entre ellos, mantienen la mayor distancia posible. Debido a su pequeño tamaño y su elevada carga (+4), el catión del silicio (Si) forma los enlaces más fuertes con el oxígeno. El aluminio (Al), aunque no se une con tanta fuerza al oxígeno como el silicio, se une con más fuerza con el calcio (Ca), el magnesio (Mg), el hierro (Fe), el sodio (Na) o el potasio (K). En muchos aspectos, el aluminio desempeña un papel similar al silicio siendo el ion central en la estructura tetraédrica básica.



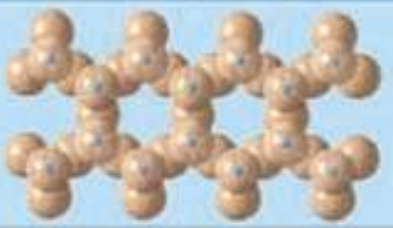
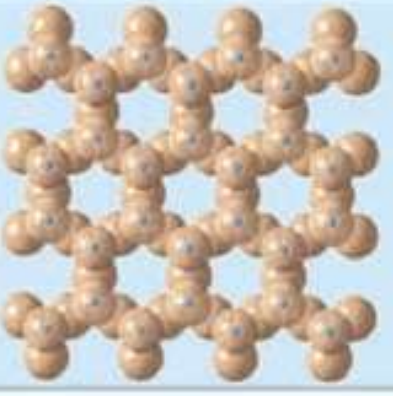

La mayoría de los silicatos consiste en un entramado básico compuesto por un solo catión de silicio o aluminio rodeado por cuatro iones de oxígeno con cargas negativas. Esos tetraedros a menudo se reúnen para formar una diversidad de otras estructuras silicatadas (cadenas, láminas, etc.) a través de átomos de oxígeno compartidos. Por último, los otros cationes se unen con los átomos de oxígeno de esas estructuras silicatadas para crear las estructuras cristalinas más complejas que caracterizan los silicatos.

Silicatos comunes



Materia y minerales ▼ Grupos de minerales

Como ya dijimos, los silicatos son el grupo mineral más abundante y tienen como componente básico el ion silicato (SiO_4^{4-}). En la Figura 3.20 se recogen los principales grupos de silicatos y minerales comunes. Los feldespatos (*feld* = campo; *spato* = mineral) son con mucho el silicato

Mineral	Fórmula idealizada	Exfoliación	Estructura de silicatos
Olivino	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$	Ninguna	Tetraedro simple 
Grupo de los piroxenos (augita)	$(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$	Dos planos en ángulos rectos	Cadenas sencillas 
Grupo de los anfíboles (hornblenda)	$\text{Ca}_2(\text{Fe, Mg})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Dos planos a 60° y 120°	Cadenas dobles 
Micas	Biotita $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ Moscovita $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Un plano	Láminas 
Feldespatos	Ortosa KAlSi_3O_8 Plagioclasea $(\text{Ca, Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	Dos planos a 90°	Redes tridimensionales 
Cuarzo	SiO_2	Ninguna	

▲ **Figura 3.20** Silicatos comunes. Obsérvese que la complejidad de la estructura del silicato aumenta hacia abajo del diagrama.

más abundante, que comprende más del 50 por ciento de la corteza terrestre. El cuarzo, el segundo mineral más abundante de la corteza continental, es el único mineral común compuesto completamente por silicio y oxígeno.

Obsérvese en la Figura 3.20 que cada *grupo* mineral tiene una estructura interna y puede exhibir exfoliación. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son fuertes, los silicatos tienden a exfoliarse entre las estructuras silicio-oxígeno más que a través de ellas. Por ejemplo, las micas tie-

nen una estructura laminar y, por tanto, tienden a exfoliarse en placas planas. El cuarzo, que tiene enlaces silicio-oxígeno de igual fuerza en todas las direcciones, no tiene exfoliación, pero, en cambio, se fractura.

La mayoría de los silicatos se forman (cristalizan) conforme el magma se va enfriando. Este enfriamiento puede producirse en la superficie terrestre, cerca de ella (temperatura y presión bajas) o a grandes profundidades (temperatura y presión elevadas). El ambiente durante la

cristalización y la composición química del magma determinan en gran medida qué minerales se producen. Por ejemplo, el olivino cristaliza a temperaturas elevadas, mientras que el cuarzo cristaliza a temperaturas mucho más bajas.

Además, algunos silicatos se forman en la superficie terrestre a partir de productos meteorizados de silicatos más antiguos. Otros silicatos se forman bajo las presiones extremas asociadas con la formación de montañas. Cada silicato, por consiguiente, tiene una estructura y una composición química que *indican las condiciones bajo las cuales se formó*. Por tanto, mediante un examen cuidadoso de los constituyentes minerales de las rocas, los geólogos pueden determinar a menudo las circunstancias bajo las cuales se formaron las rocas.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

¿Son estos silicatos los mismos materiales utilizados en los chips informáticos de silicio y en los implantes mamarios de silicona?

En realidad, no, pero los tres contienen el elemento silicio (Si). Además, la fuente del silicio para numerosos productos, incluidos los chips informáticos y los implantes mamarios, procede de los minerales silicatados. El silicio puro (sin el oxígeno que tienen los silicatos) se utiliza en la fabricación de los chips informáticos, de lo que surge el nombre «Silicon Valley» (valle del silicio) para la región de alta tecnología de San Francisco, la zona de la bahía sur de California, donde se diseñan muchos de estos dispositivos. Los fabricantes de chips informáticos graban obleas de silicio con líneas conductoras increíblemente estrechas, metiendo millones de circuitos en cada chip de la medida de una uña de la mano.

La silicona (el material utilizado en los implantes mamarios) es un gel compuesto por un polímero de silicio-oxígeno con un tacto parecido a la goma y que repele el agua, es químicamente inerte y estable a temperaturas extremas. Aunque la preocupación por la seguridad a largo plazo de estos implantes limitó su utilización a partir de 1992, no se han encontrado pruebas que los relacionen con distintas enfermedades.

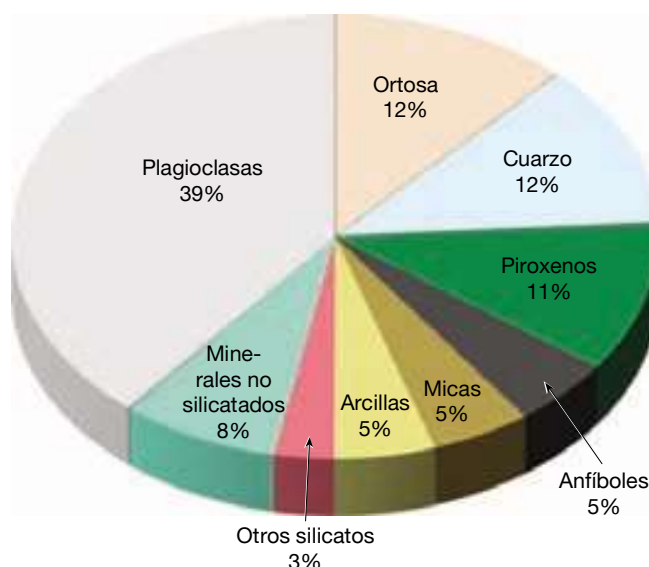
Examinaremos ahora algunos de los silicatos más comunes, que dividimos en dos grupos principales en función de su composición química.

Los silicatos claros

Los **silicatos claros** (o **no ferromagnesianos**) tienen generalmente un color claro y un peso específico de alrededor de 2,7, que es considerablemente inferior al de los silicatos ferromagnesianos. Como se indicó anterior-

mente, estas diferencias son fundamentalmente atribuibles a la presencia o ausencia de hierro y magnesio. Los silicatos claros contienen cantidades variables de aluminio, potasio, calcio y sodio, más que hierro y magnesio.

Grupo de los feldespatos. El *feldespato*, el grupo mineral más común, puede formarse bajo un intervalo muy amplio de temperaturas y presiones, un hecho que explica en parte su abundancia (Figura 3.21). Tienen dos planos de exfoliación que se cortan a 90°, o cerca, son relativamente duros (6 en la escala de Mohs) y tienen un brillo que oscila entre vítreo y perlado. Como componentes de una roca, los cristales de feldespato pueden identificarse por su forma rectangular y sus caras brillantes bastante lisas (Figura 3.22).



▲ **Figura 3.21** Porcentajes estimados (por volumen) de los minerales más comunes en la corteza terrestre.

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

*He visto papel de lija de granate en la ferretería.
¿Está hecho realmente de granates?*

Sí, y es una de las muchas cosas de la ferretería que están hechas de minerales. Los minerales duros como el granate (dureza de Mohs = de 6,5 a 7,5) y el corindón (dureza = 9) dan lugar a buenos abrasivos. La abundancia y la dureza de los granates los hacen adecuados para producir discos abrasivos, materiales de pulido, superficies antiadherentes y aplicaciones de chorro de arena. Por otro lado, los minerales con valores bajos en la escala de dureza de Mohs se utilizan normalmente como lubricantes. Por ejemplo, otro mineral encontrado en las ferreterías es el grafito (dureza = 1), que se utiliza como lubricante industrial (véase Figura 3.9B).



▲ **Figura 3.22** Muestra del mineral ortosa. (Foto de E. J. Tarbuck.)

La estructura de los feldespatos es una red tridimensional formada cuando átomos de silicio adyacentes comparten átomos de oxígeno. Además, entre una cuarta parte y la mitad de los átomos de silicio en la estructura del feldespato son sustituidos por átomos de aluminio. La diferencia de carga entre el aluminio (+3) y el silicio (+4) implica la inclusión de uno o más de los siguientes iones en el retículo cristalino: potasio (+1), sodio (+1) o calcio (+2). Debido al gran tamaño del ion potasio, en comparación con el tamaño de los iones sodio y calcio, existen dos estructuras diferentes de feldespatos. Un grupo de feldespatos contiene iones potasio en su estructura y, por tanto, se denomina *feldespatos potásicos*. (La *ortosa* y la *microclina* son miembros comunes del grupo del feldespato potásico.)

El feldespato potásico suele ser de color crema claro a rosa salmón. El color de las plagioclasas, por otro lado, oscila entre blanco y grisáceo. Sin embargo, el color no debe utilizarse para distinguir estos grupos. La única forma segura de distinguir físicamente los feldespatos es buscar una multitud de finas líneas paralelas, denominadas *estriaciones* (*striat* = estría). Las estriaciones se encuentran en algunos planos de exfoliación de las plagioclasas, pero no están presentes en el feldespato potásico (Figura 3.23).

Cuarzo. El *cuarzo* es el único mineral común de los silicatos formado completamente por silicio y oxígeno. Como tal, se le aplica el término de *sílice* al cuarzo que tiene la fórmula química (SiO_2). Dado que la estructura del cuarzo contiene una proporción de dos iones de oxígeno (O^{2-}) por cada ion silicio (Si^{4+}), no se necesitan otros iones positivos para alcanzar la neutralidad.



▲ **Figura 3.23** Estas líneas paralelas, denominadas estriaciones, son una característica que permite distinguir a las plagioclasas. (Foto de E. J. Tarbuck.)

En el cuarzo se desarrolla un armazón tridimensional al compartir por completo átomos de silicio adyacentes a los oxígenos. Por tanto, todos los enlaces del cuarzo son del tipo silicio-oxígeno fuerte. Por consiguiente, el cuarzo es duro, resistente a la meteorización y no muestra exfoliación. Cuando se rompe, suele exhibir fractura concoide. En su forma pura, el cuarzo es transparente y si se le deja cristalizar sin interferencia formará cristales hexagonales que desarrollan en sus extremos formas piramidales. Sin embargo, como la mayoría de los otros minerales claros, el cuarzo suele estar coloreado por la inclusión de diversos iones (impurezas) y se forma sin desarrollar buenas caras cristalinas. Las variedades más comunes de cuarzo son el cuarzo lechoso (blanco), el ahumado (gris), el rosa (rosa), la amatista (púrpura) y el cristal de roca (transparente) (Figura 3.24).

Moscovita. La *moscovita* es un miembro común de la familia de las micas. Su color es claro y tiene un brillo perlado. Como otras micas, la moscovita tiene una excelente exfoliación en una dirección. En láminas finas, la moscovita es transparente, una propiedad que explica su utilización como «vidrio» de las ventanas durante la Edad Media. Dado que la moscovita es muy brillante, a menudo puede identificarse, por los destellos que proporciona, a una roca. Incluso si alguna vez ha mirado de cerca la arena de la playa, quizá haya visto el brillo resplandeciente de las escamas de mica dispersas entre los otros granos de arena.

Minerales de la arcilla. La *arcilla* es un término utilizado para describir una variedad de minerales complejos que, como las micas, tiene estructura laminar. Los minerales arcillosos suelen ser de grano muy fino y sólo pueden estudiarse al microscopio. La mayoría de los minera-



◀ **Figura 3.24** Cuarzo. Algunos minerales, como el cuarzo, se presentan en diversos colores. Aquí se muestran el cristal de roca (incoloro), la amatista (cuarzo púrpura), el citrino (cuarzo amarillo) y el cuarzo ahumado (de gris a negro). (Foto de E. J. Tarbuck.)

les arcillosos se origina como productos de la meteorización química de otros silicatos. Por tanto, los minerales de la arcilla constituyen un gran porcentaje del material superficial que denominamos suelo. Debido a la importancia del suelo en la agricultura, y su papel como material de soporte de los edificios, los minerales de la arcilla son extremadamente importantes para los seres humanos. Además, los minerales arcillosos representan casi la mitad del volumen de las rocas sedimentarias.

En general, los minerales arcillosos tienen un grano muy fino, lo cual dificulta su identificación, a menos que se estudien con el microscopio. Su estructura laminar y el enlace débil entre las capas les dan un tacto característico cuando están húmedos. Los minerales arcillosos son comunes en las pizarras, las lutitas y otras rocas sedimentarias. Aunque los minerales arcillosos tienen un grano fino, pueden formar estratos o capas muy gruesos.

Uno de los minerales de la arcilla más comunes es la *caolinita*, que se utiliza en la fabricación de porcelana y en la producción de papel satinado, como el utilizado en este libro de texto. Además, algunos minerales de la arcilla absorben grandes cantidades de agua, lo que les permite hincharse hasta varias veces su tamaño normal. Estas arcillas se han utilizado comercialmente en multitud de formas ingeniosas, entre ellas como aditivos para espesar los batidos en los restaurantes de comida rápida.

Los silicatos oscuros

Los **silicatos oscuros** (o **ferromagnesianos**) son los minerales que contienen iones de hierro (hierro = *ferro*) o magnesio, o ambos, en su estructura. Debido a su conte-

nido en hierro, los silicatos ferromagnesianos tienen un color oscuro y un mayor peso específico, entre 3,2 y 3,6, que los silicatos no ferromagnesianos. Los silicatos oscuros más comunes son el olivino, los piroxenos, los anfíboles, la mica negra (biotita) y el granate.

Grupo del olivino. El *olivino* es una familia de silicatos de temperatura elevada cuyo color oscila entre el negro y el verde oliva, con un brillo vítreo y una fractura concoide. En vez de desarrollar cristales grandes, el olivino forma normalmente cristales pequeños y redondeados que dan a las rocas constituidas por él un aspecto granular. El olivino está compuesto por tetraedros individuales, unidos entre sí por iones de hierro y magnesio colocados de manera que permitan la unión de los átomos de oxígeno con los de magnesio. Dado que la red tridimensional generada de esta manera no tiene sus enlaces débiles alineados, el olivino no posee exfoliación.

Grupo de los piroxenos. Los *piroxenos* son un grupo de minerales complejos que se consideran componentes importantes del manto terrestre. El miembro más común, la *augita*, es un mineral negro y opaco con dos direcciones de exfoliación que se cortan a un ángulo de casi 90°. Su estructura cristalina consiste en cadenas simples de tetraedros ligados por iones de hierro y magnesio. Dado que los enlaces silicio-oxígeno son más fuertes que los enlaces que unen las estructuras de silicato, la augita se exfolia en dirección paralela a las cadenas de silicato. La augita es uno de los minerales dominantes en el basalto, una roca ígnea común de la corteza oceánica y de las áreas volcánicas de los continentes.

Grupo de los anfíboles. La *hornblenda* es el miembro más común de un grupo químicamente complejo de minerales denominados *anfíboles* (Figura 3.25). La hornblenda suele tener un color de verde oscuro a negro y, excepto por sus ángulos de exfoliación, que son de alrededor de 60° y 120° , es muy similar en aspecto a la augita (Figura 3.26). Las cadenas dobles de tetraedros en la estructura de la hornblenda son responsables de su exfoliación particular. En una roca, la hornblenda a menudo forma cristales alargados. Eso ayuda a distinguirla del piroxeno, que forma cristales bastante achatados. La hornblenda se encuentra predominantemente en rocas continentales, donde a menudo es el componente oscuro de una roca generalmente clara.



▲ **Figura 3.25** Anfibol hornblenda. La hornblenda es un silicato común oscuro que tiene dos direcciones de exfoliación que se cortan a 60° y 120° .

Biotita. La *biotita* es el miembro de color negro, rico en hierro de la familia de las micas. Como otras micas, la biotita posee una estructura laminar que produce una excelente exfoliación en una dirección. La biotita tiene también un aspecto negro brillante que ayuda a distinguirla de otros minerales ferromagnesianos oscuros. Como la hornblenda, la biotita es un constituyente común de las rocas continentales, entre ellas la roca ígnea granito.

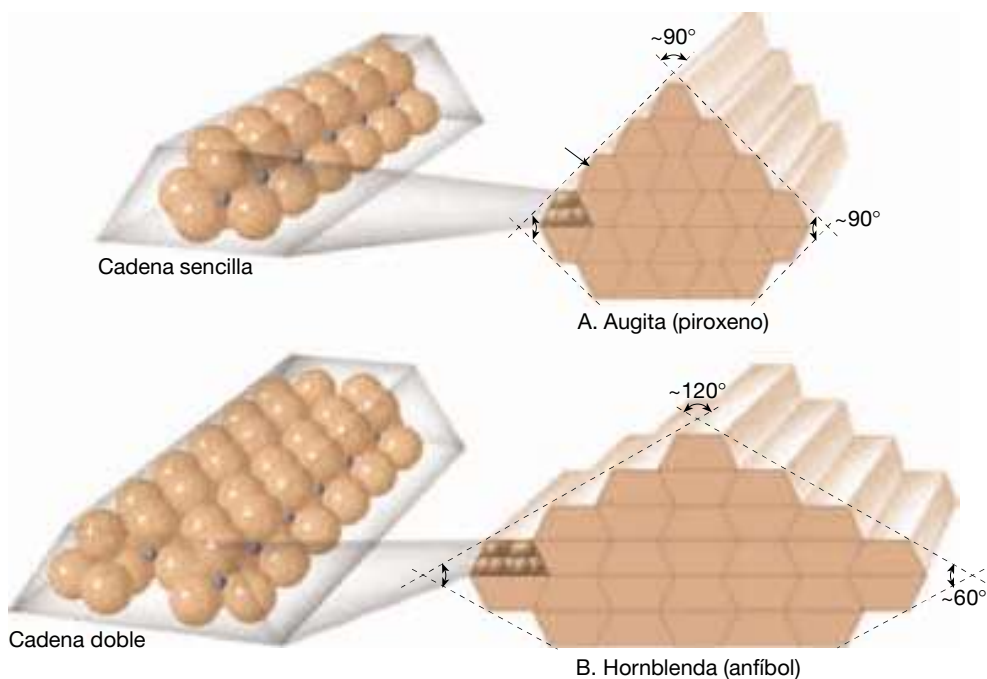
Granate. El *granate* es similar al olivino en que su estructura está compuesta por tetraedros individuales vinculados por iones metálicos. También como el olivino, el granate tiene un brillo vítreo, carece de exfoliación y posee fractura concoide. Aunque los colores del granate son variados, el color de este mineral oscila más a menudo entre el marrón y el rojo oscuro. El granate forma fácilmente cristales equidimensionales que se encuentran con más frecuencia en las rocas metamórficas (Figura 3.27). Cuando los granates son transparentes, pueden utilizarse como piedras preciosas.

Minerales no silicatados importantes



Materia y minerales ▼ Grupos de minerales

Los minerales no silicatados suelen subdividirse en *clases*, según el anión (ion con carga negativa) o el anión complejo que los miembros tienen en común (Tabla 3.2). Por ejemplo, los *óxidos* contienen el anión de oxígeno (O^{2-}), que



► **Figura 3.26** Ángulos de exfoliación para la augita y la hornblenda.



▲ **Figura 3.27** Cristal de granate rojo oscuro incluido en una roca metamórfica rica en mica y de color claro. (Foto de E. J. Tarbuck.)

está unido a uno o más tipos de iones positivos (cationes). Por consiguiente, dentro de cada clase mineral, la estructura básica y el tipo de enlace son parecidas. Como consecuencia, los minerales de cada grupo tienen propiedades físicas similares útiles para la identificación del mineral.

Aunque los minerales no silicatados constituyen aproximadamente sólo el 8 por ciento de la corteza te-

rrestre, algunos minerales, como el yeso, la calcita y la halita aparecen como constituyentes de las rocas sedimentarias en cantidades significativas. Además, muchos otros son económicamente importantes. En la Tabla 3.2 se enumeran algunas de las clases de minerales no silicatados y algunos ejemplos de cada una. A continuación se comentan algunos de los minerales no silicatados más comunes que forman las rocas.

Algunos de los minerales no silicatados más comunes pertenecen a una de estas tres clases de minerales: los carbonatos (CO_3^{2-}), los sulfatos (SO_4^{2-}) o los haluros (Cl^- , F^- , Br^-). Los carbonatos son estructuralmente mucho más sencillos que los silicatos. Este grupo mineral está compuesto por el ion carbonato (CO_3^{2-}) y uno o varios iones positivos. Los dos carbonatos más comunes son la *calcita*, CaCO_3 (carbonato cálcico) y la *dolomita*, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (carbonato de calcio y magnesio). Dado que estos minerales son similares tanto desde el punto de vista físico como químico, son difíciles de distinguir entre sí. Los dos tienen un brillo vítreo, una dureza entre 3 y 4 y una exfoliación romboédrica casi perfecta. Sin embargo, pueden distinguirse utilizando ácido clorhídrico diluido. La calcita reacciona vigorosamente con este ácido, mientras que la dolomita reacciona mucho más lentamente. La calcita y la dolomita suelen encontrarse juntas como constituyentes principales de las rocas sedimentarias caliza y *dolomía*. Cuando el mineral dominante es la calcita, la roca se denomina caliza, mientras que la *dolo-*

Tabla 3.2 Grupos de minerales comunes no silicatados			
Grupos de minerales (aniones o elementos clave)	Miembro	Fórmula	Interés económico
Carbonatos (CO_3^{2-})	Calcita	CaCO_3	Cemento portland, cal
	Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Cemento portland, cal
Haluros (Cl^- , F^- , Br^-)	Halita	NaCl	Sal común
	Fluorita	CaF_2	Utilizado en la fabricación de acero
	Silvina	KCl	Fertilizante
Óxidos (O^{2-})	Hematites	Fe_2O_3	Mena de hierro, pigmento
	Magnetita	Fe_3O_4	Mena de hierro
	Corindón	Al_2O_3	Piedra preciosa, abrasivo
	Hielo	H_2O	Forma sólida del agua
Sulfuros (S^{2-})	Galena	PbS	Mena de plomo
	Esfalerita	ZnS	Mena de cinc
	Pirita	FeS_2	Producción de ácido sulfúrico
	Calcopirita	CuFeS_2	Mena de cobre
	Cinabrio	HgS	Mena de mercurio
	Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Argamasa
Sulfatos (SO_4^{2-})	Anhidrita	CaSO_4	Argamasa
	Baritina	BaSO_4	Lodo de perforación
Elementos nativos (elementos simples)	Oro	Au	Comercio, joyería
	Cobre	Cu	Conductor eléctrico
	Diamante	C	Piedra preciosa, abrasivo
	Azufre	S	Fármacos de azufre, productos químicos
	Grafito	C	Mina de lápiz, lubricante seco
	Plata	Ag	Joyería, fotografía
	Platino	Pt	Catalizador

mía resulta de un predominio de dolomita. La caliza tiene muchos usos, entre ellos como agregado para las carreteras, como roca de construcción y como el principal ingrediente del cemento portland.

Otros dos minerales no silicatados que se encuentran a menudo en las rocas sedimentarias son la *halita* y el *yesso*. Los dos minerales se encuentran a menudo en capas potentes, que son los últimos vestigios de mares antiguos que se han evaporado hace tiempo (Figura 3.28). Como la caliza, los dos son recursos no metálicos importantes. La halita es el nombre mineral para la sal común (NaCl). El yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), que es el sulfato cálcico con agua unida estructuralmente, es el mineral del cual se elaboran la argamasa y otros materiales de construcción similares.

La mayor parte de los minerales no silicatados contienen miembros apreciados por su valor económico. Entre ellos se cuentan los óxidos, cuyos miembros hematites y magnetita son menas importantes de hierro (Figura 3.29). También son significativos los sulfuros, que son básicamente compuestos de azufre (S) y uno o más metales. Ejemplos de sulfuros importantes son la galena (plomo), la esfalerita (cinc) y la calcopirita (cobre). Además, los elementos nativos, entre ellos el oro, la plata y el carbono (diamante), y otros minerales no silicatados como la fluorita (fundente en la producción de acero), el corindón (gema, abrasivo) y la uranitita (una fuente de uranio), son económicamente importantes (véase Recuadro 3.3).

A VECES LOS ALUMNOS PREGUNTAN

Según el libro de texto, las capas gruesas de halita y yeso se formaron al evaporarse los océanos antiguos. ¿Eso ha tenido lugar en el pasado reciente?

Sí. Durante los últimos seis millones de años el mar Mediterráneo puede haberse secado y rellenado varias veces. Cuando se evapora el 65 por ciento del agua del mar, el mineral yeso empieza a precipitar, lo cual significa que precipita de la disolución y se deposita en el fondo. Cuando se ha evaporado el 90 por ciento del agua, se forman los cristales de halita, seguidos por sales de potasio y magnesio. Las perforaciones profundas en el Mediterráneo han puesto de manifiesto la presencia de capas gruesas de yeso y depósitos salinos (principalmente halita) unas encima de las otras a una profundidad máxima de 2 kilómetros. Se supone que estos depósitos son el resultado de acontecimientos tectónicos que periódicamente cerraron y reabrieron la conexión entre el océano Atlántico y el mar Mediterráneo (el actual estrecho de Gibraltar) durante los últimos millones de años. Durante los períodos en los que el Mediterráneo estaba separado del Atlántico, el clima cálido y seco de esta región provocó la casi evaporación del Mediterráneo. Luego, tras la apertura al Atlántico, la cuenca mediterránea se rellenaría con agua marina de salinidad normal. Este ciclo se repitió una y otra vez, produciendo las capas de yeso y sal encontradas en el fondo del Mediterráneo.



► **Figura 3.28** Capa gruesa de halita (sal) en una mina subterránea en Grand Saline, Texas. (Foto de Tom Bochsler.)



A.



B.

▲ **Figura 3.29** Magnetita **A.** y hematites **B.** son óxidos e importantes menas de hierro. (Fotos de E. J. Tarbuck.)



Recuadro 3.3 ► Entender la Tierra

Piedras preciosas

Las piedras preciosas han sido muy apreciadas desde la antigüedad. Pero abunda la información errónea sobre las gemas y su composición mineral. Esto deriva en parte de la práctica antigua de agrupar las piedras preciosas por color, en vez de por composición mineral. Por ejemplo, los *rubíes* y las *espinelas* son muy similares en color, pero son minerales completamente diferentes. La clasificación por color hizo que las espinelas más comunes fueran tomadas por rubíes. Aún hoy, con las técnicas de identificación moderna, el *cuarzo amarillo* se vende a veces como una piedra preciosa más valiosa, el *topacio*.

Denominación de las piedras preciosas

La mayoría de las piedras preciosas tiene un nombre que no coincide con el mineral que las compone. Por ejemplo, el *zafiro* es uno de los dos nombres por los que se conoce el *corindón*. Cantidades mínimas de elementos extraños pueden producir zafiros vívidos de casi cualquier color. Cantidades diminutas de titanio y de hierro en el corindón producen los zafiros azules más preciados. Cuando el corindón contiene una cantidad suficien-

te de cromo, exhibe un color rojo brillante, y la piedra se denomina *rubí*. Además, si una muestra no es adecuada como piedra preciosa, pasa simplemente por el nombre del mineral *corindón*. Debido a su dureza, el corindón carente de calidad de piedra preciosa suele molerse y venderse como abrasivo.

En resumen, cuando el corindón exhibe un color rojo, se denomina *rubí*, pero si tiene cualquier otro color, es una piedra preciosa denominada *zafiro*. Mientras que el corindón es el mineral básico de dos piedras preciosas, el cuarzo es el progenitor de más de una docena de ellas. En la Tabla 3.A se enumeran algunas de las piedras preciosas bien conocidas y los minerales de los que proceden.

¿Qué constituye una piedra preciosa?

Cuando se encuentran en estado natural, casi todas las piedras preciosas son opacas y podrían pasar desapercibidas «como una roca más» para la mayoría de las personas. Las gemas deben ser cortadas y pulidas por profesionales experimentados antes de desplegar su verdadera belleza. Sólo se consideran piedras

preciosas las muestras minerales cuya calidad es tal que pueden alcanzar un precio superior al del coste de procesamiento.

Las piedras preciosas pueden dividirse en dos categorías: preciosas y semipreciosas.

Una piedra *preciosa* tiene belleza, durabilidad, tamaño y rareza, mientras que una piedra *semipreciosa* tiene sólo una o dos de esas cualidades. Las gemas tradicionalmente más valoradas son los diamantes, los rubíes, los zafiros, las esmeraldas y algunas variedades de ópalo (Tabla 3.A). Todas las demás gemas se clasifican como semipreciosas. Sin embargo, las muestras grandes de gran calidad de las piedras semipreciosas a menudo alcanzan un precio elevado.

En la actualidad, se prefieren las piedras translúcidas con colores uniformemente teñidos. Los tintes más favorecidos son el rojo, el azul, el verde, el púrpura, el rosa y el amarillo. Las piedras más preciadas son los rubíes denominados sangre de paloma, los zafiros azules, las esmeraldas verde hierba y los diamantes amarillo canario. Las gemas incoloras son generalmente poco apreciadas, excepto en el

Tabla 3.A Piedras preciosas importantes

Piedra	Nombre mineral	Colores apreciados
Preciosa		
Diamante	Diamante	Incoloro, amarillos
Esmeralda	Berilo	Verdes
Ópalo	Ópalo	Brillantes
Rubí	Corindón	Rojos
Zafiro	Corindón	Azules
Semipreciosa		
Alexandrita	Crisoberilo	Variable
Amatista	Cuarzo	Púrpuras
Ojo de gato	Crisoberilo	Amarillos
Calcedonia	Cuarzo (ágata)	Bandeados
Citrino	Cuarzo	Amarillos
Granate	Granate	Rojos, verdes
Jade	Jadeita o nefrita	Verdes
Piedra de la Luna	Feldespato	Azules transparentes
Peridoto	Olivino	Verdes oliva
Cuarzo ahumado	Cuarzo	Marrones
Espinela	Espinela	Rojos
Topacio	Topacio	Púrpuras, rojos
Turmalina	Turmalina	Rojos, azul verdosos
Turquesa	Turquesa	Azules
Circón	Circón	Rojos

caso de los diamantes que exhiben «destellos de color» conocidos como *brillo*.

La durabilidad de una gema depende de su dureza; es decir, su resistencia a la abrasión por los objetos encontrados normalmente en la vida diaria. Para que tengan una buena durabilidad, las gemas deben ser tan duras o más que el cuarzo, definida la dureza mediante la escala de Mohs. Una notable excepción es el ópalo, que es comparativamente blando (dureza de 5 a 6,5) y quebradizo. El valor del ópalo procede de su «fuego» que es una exhibición de una variedad de colores brillantes, entre ellos, verdes, azules y rojos.

Parece formar parte de la naturaleza humana el atesorar lo que es raro. En el caso de las piedras preciosas, los ejemplares grandes de gran calidad son mucho más raros que las piedras más pequeñas. Por tanto, los rubíes, los diamantes y las esmeraldas grandes, que son raros, además de hermosos y duraderos, son los más caros.

Resumen

- Un *mineral* es un sólido inorgánico de origen natural que posee una estructura química definida que le proporciona un conjunto único de propiedades físicas. La mayoría de las *rocas* son agregados compuestos por dos o más minerales.
- Los componentes básicos de los minerales son los *elementos*. Un *átomo* es la partícula más pequeña de materia que sigue conservando las características de un elemento. Cada átomo tiene un *núcleo*, que contiene *protones* (partículas con cargas eléctricas positivas) y *neutrones* (partículas con cargas eléctricas neutras). En órbita alrededor del núcleo de un átomo, en regiones denominadas *niveles de energía* o *capas*, se encuentran los *electrones*, que tienen cargas eléctricas negativas. El número de protones que hay en el núcleo de un átomo determina su *número atómico* y el nombre del elemento. Un elemento es un enorme conjunto de átomos eléctricamente neutros, que tienen todos el mismo número atómico.
- Los átomos se combinan entre sí para formar sustancias más complejas denominadas *compuestos*. Los áto-

mos se enlazan entre sí ya sea para ganar, perder o compartir electrones con otros átomos. En el *enlace iónico* se transfieren uno o más electrones de un átomo a otro, lo que da a los átomos una carga neta positiva o negativa. Los átomos eléctricamente cargados que resultan se denominan *iones*. Los compuestos iónicos consisten en iones con cargas opuestas reunidos en una estructura cristalina, regular, que permite la máxima atracción de los iones, en función de sus tamaños. Otro tipo de enlace, el enlace *covalente*, se produce cuando los átomos comparten electrones.

- Los *isótopos* son variantes del mismo elemento, pero con un *número másico* diferente (el número total de neutrones más protones que se encuentran en el núcleo de un átomo). Algunos isótopos son inestables y se desintegran de manera natural a través de un proceso denominado *radiactividad*.
- Las propiedades de los minerales son: *forma cristalina*, *brillo*, *color*, *raya*, *dureza*, *exfoliación*, *fractura* y *peso específico*. Además, un número de propiedades químicas y físicas especiales (*sabor*, *olor*, *elasticidad*, *maleabilidad*,

tacto, magnetismo, birrefracción y reacción química con ácido clorhídrico) son útiles para identificar ciertos minerales. Cada mineral tiene un conjunto específico de propiedades que pueden utilizarse para su identificación.

- De los casi 4.000 minerales, sólo una escasa docena constituyen la mayor parte de las rocas de la corteza terrestre y, como tales, se clasifican como *minerales formadores de roca*. Ocho elementos (oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, sodio, potasio y magnesio) constituyen la mayor parte de estos minerales y representan más del 98 por ciento (en peso) de la corteza continental de la Tierra.
- El grupo mineral más común es el de los *silicatos*. Todos los silicatos tienen el *tetraedro silicio-oxígeno* cargado negativamente como componente básico fundamental. En algunos silicatos, los tetraedros se reúnen en cadenas (los grupos de piroxenos y anfíbo-

les); en otros, los tetraedros se disponen en láminas (las micas, biotita y moscovita) o en redes tridimensionales (el feldespato y el cuarzo). Los tetraedros y diversas estructuras silicatadas suelen enlazarse mediante los iones positivos de hierro, magnesio, potasio, sodio, aluminio y calcio. Cada silicato tiene una estructura y una composición química que indica las condiciones bajo las cuales se formó.

- Los grupos minerales *no silicatados*, que contienen varios minerales importantes desde el punto de vista económico, son los *óxidos* (por ejemplo, el mineral hematites, aprovechado para obtener hierro), los *sulfuros* (por ejemplo, el mineral esfalerita, para cinc), los *sulfatos*, los *haluros* y los *elementos nativos* formadores de roca no silicatados más comunes son los *carbonatos*, calcita y dolomita. Otros dos minerales no silicatados que se encuentran con frecuencia en las rocas sedimentarias son la halita y el yeso.

Preguntas de repaso

1. Defina el término *roca*.
2. Enumere las tres principales partículas de un átomo y explique cómo se diferencian entre sí.
3. Si el número de electrones de un átomo neutro es 35 y su número másico es 80, calcule lo siguiente:
 - a) número de protones
 - b) número atómico
 - c) número de neutrones
4. ¿Cuál es la importancia de los electrones de valencia?
5. Distinga brevemente entre enlace iónico y covalente.
6. ¿Qué ocurre en un átomo para producir un ion?
7. ¿Qué es un isótopo?
8. Aunque todos los minerales tienen una disposición ordenadamente interna de átomos (estructura cristalina), la mayoría de los minerales no exhibe su forma cristalina. ¿Por qué?
9. ¿Por qué puede ser difícil identificar un mineral por su color?
10. Si encontrara un mineral de aspecto vítreo mientras está en el campo y tuviera esperanzas de que fuera un diamante, ¿qué prueba sencilla le ayudaría a decidirse?
11. Explique el uso del corindón como se muestra en la Tabla 3.2 (pág. 101) en función de la escala de dureza de Mohs.
12. El oro tiene un peso específico de casi 20. Si un cubo de 25 litros de agua pesa 25 kilogramos, ¿cuánto pesaría un cubo de 25 litros de oro?
13. Explique la diferencia entre los términos *silicio* y *silicato*.
14. ¿Qué tienen en común los minerales ferromagnesianos? Enumere ejemplos de minerales ferromagnesianos.
15. ¿Qué tienen en común la moscovita y la biotita? ¿En qué se diferencian?
16. ¿Debe utilizarse el color para distinguir entre los feldespatos ortosa y plagioclasa? ¿Cuál es la mejor manera de distinguir entre estos dos tipos de feldespato?
17. Cada una de las afirmaciones siguientes describe un mineral o grupo de silicatos. En cada caso, cite el nombre apropiado:
 - a) el miembro más común del grupo de los anfíboles;
 - b) el miembro más común no ferromagnesianos de la familia de la mica;

- c) el único silicato compuesto enteramente de silicio y oxígeno;
- d) un silicato de elevada temperatura con un nombre que se basa en su color;
- e) caracterizado por estriaciones;
- f) se origina como producto de la meteorización química.
18. ¿Qué prueba sencilla puede utilizarse para distinguir la calcita de la dolomita?

Términos fundamentales

átomo	elemento	mineral	protón
brillo	enlace covalente	mineralogía	raya
capa	enlace iónico	neutrón	regla del octeto
color	enlace metálico	nivel de energía o núcleo	roca
compuesto	escala de Mohs	número atómico	silicato
desintegración radiactiva	exfoliación	número másico	silicato claro
dureza	forma cristalina	peso atómico	silicato ferromagnesiano
electrón	fractura	peso específico	silicato oscuro
electrón de valencia	ion	polimorfo	tetraedro silicio-oxígeno

Recursos de la web



La página Web *Earth* utiliza los recursos y la flexibilidad de Internet para ayudarle en su estudio de los temas de este capítulo. Escrito y desarrollado por profesores de Geología, este sitio le ayudará a comprender mejor esta ciencia. Visite <http://www.librosite.net/tarbuck> y haga clic sobre la cubierta de *Ciencias de la Tierra, octava edición*. Encontrará:

- Cuestionarios de repaso en línea.
- Reflexión crítica y ejercicios escritos basados en la web.
- Enlaces a recursos web específicos para el capítulo.
- Búsquedas de términos clave en toda la red.

<http://www.librosite.net/tarbuck>