CAPITOLO

11

I minerali

Ogni cristallo è un archivio: nei suoi angoli è scritta la disposizione degli atomi, nei suoi minerali la storia del luogo in cui è nato.

OBIETTIVI

1. Spiegare con l'abbondanza degli elementi e i legami chimici perché la crosta terrestre è fatta soprattutto di silicati.
2. Applicare la definizione di minerale, distinguendo minerali, rocce e materiali che non sono minerali.
3. Descrivere un cristallo con il reticolo, la cella elementare e i sette sistemi cristallini; enunciare la legge di Stenone e riconoscere polimorfismo e soluzioni solide.
4. Usare durezza, sfaldatura, lucentezza, striscio, peso specifico e altre prove per riconoscere i minerali con una chiave dicotomica.
5. Classificare i silicati in base al collegamento dei tetraedri e i non silicati in base all'anione, ricavando formule e cariche.
6. Descrivere come si formano i minerali e discutere il loro uso come risorse, con attenzione alla salute e alla sostenibilità.

INDICE DEL CAPITOLO

11.1 Gli elementi della crosta terrestre 2
11.2 Che cos'è un minerale 4
11.3 L'ordine interno: i cristalli 5
11.4 Riconoscere i minerali: le proprietà fisiche 10
11.5 La classificazione chimica dei minerali 14
11.6 Come si formano i minerali e come li usiamo 18

Scienze naturali 3 · Parte III · Minerali e rocce · versione 1.0
Capitolo 11: I minerali · pagine 273–296 del volume completo · estratto per lo studio

Un granello di sabbia di spiaggia, la mina di una matita, il sale che sciogli nell'acqua della pasta, il gesso di un'ingessatura prima di essere cotto e impastato: sono tutti minerali, o vengono da minerali. Lo stesso vale per il ferro di un'automobile, il rame dei cavi elettrici e il litio della batteria del telefono, che prima di diventare metalli sono stati estratti da un giacimento. I minerali sono i mattoni delle rocce e quindi della crosta terrestre; sono anche, in senso molto concreto, la chimica della Terra. In questo capitolo usi gli strumenti della Parte II (i legami, la forma delle molecole, i raggi ionici, la nomenclatura) per capire che cos'è un minerale, perché i suoi atomi sono disposti con tanto ordine, come lo si riconosce con prove semplici e come si classificano le migliaia di specie conosciute. Nel prossimo capitolo i minerali si aggregheranno in rocce.

11.1 Gli elementi della crosta terrestre

La **crosta terrestre** è il guscio solido più esterno della Terra: sotto i continenti è spessa in media alcune decine di chilometri, sotto gli oceani meno di dieci. È l'unica parte del pianeta che possiamo campionare direttamente, e la sua composizione chimica è nota con buona precisione grazie a decine di migliaia di analisi di rocce. Il risultato sorprende: otto elementi, da soli, formano circa il 99 % della sua massa (Figura 11.1).

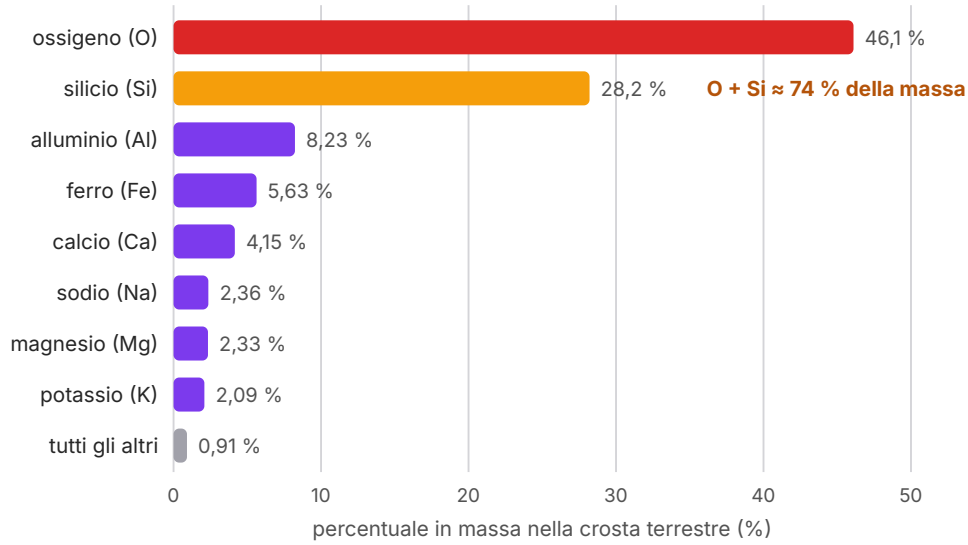


Figura 11.1 Abbondanza in massa degli otto elementi più diffusi nella crosta terrestre. Dati: «Abundance of Elements in the Earth's Crust and in the Sea», *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 97ª ed., 2016–2017, sez. 14. Le stime dei diversi autori differiscono di qualche decimo di punto percentuale; la barra grigia raccoglie tutti gli altri elementi.

Ossigeno e silicio, insieme, fanno circa tre quarti della massa della crosta; seguono alluminio, ferro, calcio, sodio, magnesio e potassio. Gli elementi che usiamo di più per la tecnologia (rame, zinco, piombo, stagno, oro, litio) sono, al confronto, rarissimi: compaiono tutti nella barra grigia, che vale meno dell'1 %. Se invece di contare i grammi si contano gli atomi (dividendo ogni massa per la massa molare, come hai imparato nel cap. 1), l'ossigeno pesa ancora di più: in 100 g di crosta ci sono circa 2,88 mol di atomi di ossigeno e circa 1,00 mol di atomi di silicio, e su 100 atomi circa 60 sono di ossigeno.

DA RICORDARE

Richiamo. Nel cap. 5 hai visto che un catione è più piccolo dell'atomo da cui deriva e un anione più grande: lo ione ossido O^{2-} ha un raggio di 140 pm, mentre lo ione Si^{4+} ne ha appena 26 quando è circondato da quattro ossigeni (raggi ionici efficaci di Shannon, 1976). Nel cap. 6 hai visto che in un cristallo ionico ogni ione è circondato da un numero fisso di ioni di carica opposta, il numero di coordinazione, e che la differenza di elettronegatività ΔEN dice se un legame è covalente puro, polare o prevalentemente ionico.

Da questi dati discende la chimica di quasi tutte le rocce. L'ossigeno, così abbondante, si lega soprattutto al silicio. Il legame Si–O ha una ΔEN di 3,44 − 1,90 = 1,54: è un legame covalente po-

lare, con un forte carattere ionico, ed è uno dei più robusti fra quelli che si incontrano nei minerali. Lo ione silicio è così piccolo che attorno a lui trovano posto soltanto quattro ioni ossigeno, ai vertici di un tetraedro. Questo tetraedro silicio-ossigeno è l'unità che ritroverai più avanti nel capitolo: i minerali che lo contengono, i **silicati**, formano la grandissima maggioranza della crosta. Gli ioni ossido, grandi e numerosi, occupano gran parte del volume dei cristalli; i cationi più piccoli (Si^{4+}, Al^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}...) si sistemano nelle cavità fra loro, ciascuno nella posizione in cui «entra» meglio.

11.2 Che cos'è un minerale

11.2.1 Una definizione in quattro punti

In *Scienze naturali 1*, cap. 16, hai incontrato i minerali come «sostanze naturali solide con una composizione chimica definita». Ora la definizione può diventare precisa. Un **minerale** è un solido naturale, generalmente inorganico, con una composizione chimica definita o variabile entro limiti precisi e con una struttura cristallina ordinata. Ogni parte della definizione ha un ruolo.

- **Naturale.** Si è formato per processi geologici, senza l'intervento dell'uomo. Un rubino o un diamante sintetici possono avere la stessa composizione e la stessa struttura di quelli naturali, ma non sono minerali: si chiamano, appunto, «sintetici».
- **Solido.** L'acqua liquida non è un minerale; il ghiaccio di un ghiacciaio sì, perché è un solido naturale con composizione H_2O e un reticolo cristallino esagonale.
- **Composizione chimica definita o variabile entro limiti precisi.** Ogni minerale si descrive con una formula: il quarzo è SiO_2, la calcite $CaCO_3$. In alcuni minerali certi ioni possono sostituirsi l'uno all'altro, e la formula indica l'intervallo possibile, come vedrai per l'olivina.
- **Struttura cristallina ordinata.** Gli atomi o gli ioni sono disposti secondo uno schema che si ripete regolarmente nelle tre direzioni dello spazio.

La parola «generalmente» davanti a «inorganico» ricorda che esistono poche eccezioni, come alcuni sali di acidi organici formati in ambienti geologici. L'Associazione mineralogica internazionale (IMA), che approva ogni nuova specie dopo averne controllato composizione e struttura, nella sua lista ufficiale aggiornata a luglio 2026 riconosce 6226 specie minerali valide. La grande maggioranza è rara; poche decine di specie bastano a formare quasi tutte le rocce comuni.

11.2.2 Che cosa non è un minerale

Mettere alla prova la definizione con alcuni casi aiuta a capirla. Il **vetro**, anche quello naturale come l'ossidiana, che si forma quando una lava si raffredda così in fretta da non riuscire a cristallizzare, non è un minerale: è un solido amorfo, in cui gli atomi sono disordinati come in un

liquido «congelato» (cap. 7); per la geologia l'ossidiana è una roccia vulcanica. Il **carbone** non è un minerale: è formato da resti vegetali trasformati, non ha una composizione definita né una struttura cristallina, ed è anch'esso una roccia (cap. 12). La **perla** è fatta di minuscoli cristalli di aragonite (un carbonato di calcio) tenuti insieme da una sostanza organica, ed è prodotta da un mollusco: è un materiale biogenico, cioè formato da un organismo, e un aggregato, non un singolo minerale.

ERRORE FREQUENTE

«Il granito è un minerale molto duro». Il granito non è un minerale ma una *roccia*, cioè un aggregato di più minerali: guardandolo da vicino si riconoscono granuli di quarzo (grigi e trasparenti), di feldspati (bianchi o rosati) e di miche (lamelle scure o argentee). Anche il marmo è una roccia, fatta quasi soltanto di granuli di calcite. «Minerale» e «roccia» non sono sinonimi: un minerale ha una formula e una struttura cristallina; una roccia si descrive elencando i minerali che contiene e il modo in cui sono uniti.

11.3 L'ordine interno: i cristalli

11.3.1 Reticolo cristallino e cella elementare

Nel cap. 6 hai visto che nel cloruro di sodio gli ioni Na^+ e Cl^- si alternano regolarmente in tutte le direzioni, formando un reticolo cristallino. Lo stesso vale per ogni minerale: un **cristallo** è un solido in cui le particelle sono disposte secondo uno schema tridimensionale che si ripete identico per milioni di volte. Per descrivere uno schema che si ripete basta descriverne il «mattone»: la **cella elementare** è la più piccola porzione del reticolo che, ripetuta per traslazione nelle tre direzioni, riempie lo spazio senza lasciare vuoti e ricostruisce l'intero cristallo, un po' come una piastrella ricostruisce un pavimento.

Una cella elementare è un parallelepipedo e si descrive con sei numeri, i *parametri di cella*: le lunghezze dei tre spigoli a, b e c e gli angoli fra di essi, α (fra b e c), β (fra a e c) e γ (fra a e b). Gli spigoli misurano qualche centinaio di picometri: nel salgemma (il cloruro di sodio naturale) la cella è un cubo di 564 pm di lato. Conoscendo la cella e il suo contenuto si può calcolare la densità del minerale, e il confronto con la densità misurata è una verifica del modello.

ESEMPIO SVOLTO

La densità del salgemma dalla sua cella elementare

Problema. La cella elementare del salgemma è un cubo di lato $a = 564$ pm e contiene, contando le frazioni di ioni condivise con le celle vicine, 4 unità formula NaCl. Calcola la densità del minerale e confrontala con il valore misurato, 2,17 g/cm^3.

Soluzione. Massa della cella: 4 unità formula di massa molare $M(\mathrm{NaCl}) = 58{,}44$ g/mol, quindi $m = 4 \times 58{,}44\ \text{g/mol} \div (6{,}022 \times 10^{23}\ \text{mol}^{-1}) = 3{,}882 \times 10^{-22}$ g. Volume della cella: $a = 564$ pm $= 5{,}64 \times 10^{-8}$ cm, quindi $V = a^3 = 1{,}794 \times 10^{-22}$ cm^3. Densità: $d = m/V = 3{,}882 \times 10^{-22}\ \text{g} \div 1{,}794 \times 10^{-22}\ \text{cm}^3$.

Risultato. $d = 2{,}16$ g/cm^3, in ottimo accordo con il valore misurato: la piccola differenza viene dagli arrotondamenti e dai difetti dei cristalli reali. Il calcolo mostra che la densità di un minerale dipende da due fattori: la massa degli atomi e quanto strettamente sono impacchettati.

11.3.2 I sette sistemi cristallini

Le celle elementari possibili non sono infinite. In base alle relazioni fra spigoli e angoli, tutte le celle si raggruppano in sette **sistemi cristallini**, dal più simmetrico (il cubico, con tre spigoli uguali e tre angoli retti) al meno simmetrico (il triclino, con spigoli e angoli tutti diversi). La Figura 11.2 li mostra con le condizioni che li definiscono e qualche minerale per ciascuno. Molti manuali italiani riuniscono il sistema trigonale e quello esagonale in un'unica famiglia, perché le loro celle si possono descrivere con gli stessi assi; qui li teniamo distinti.

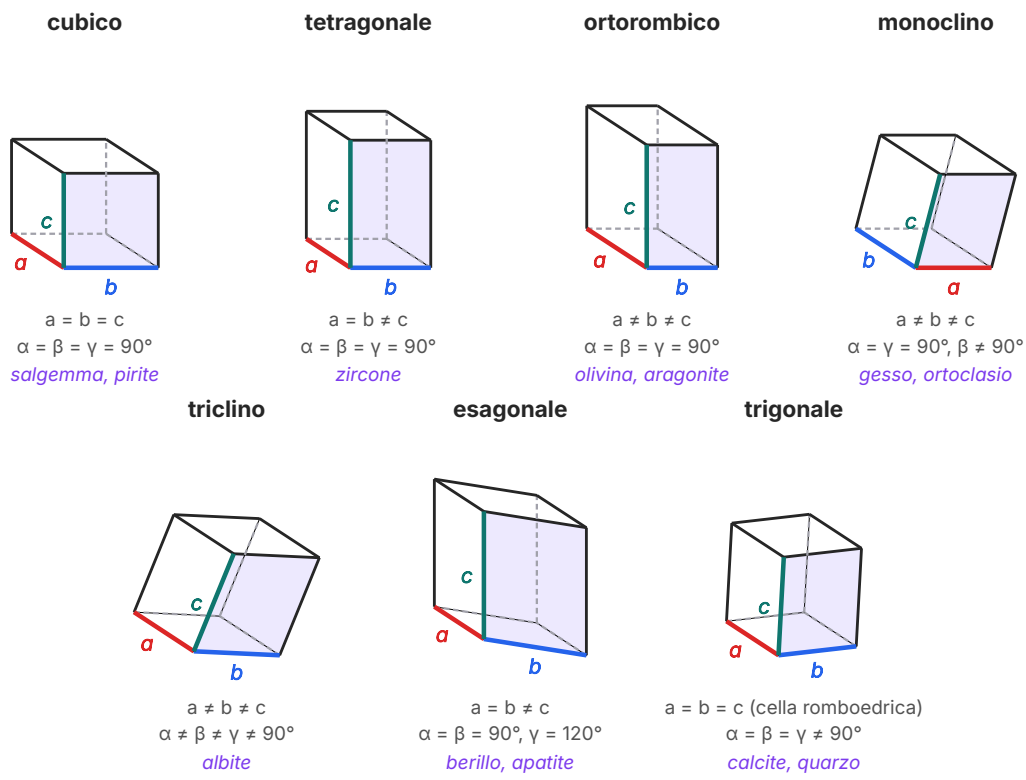


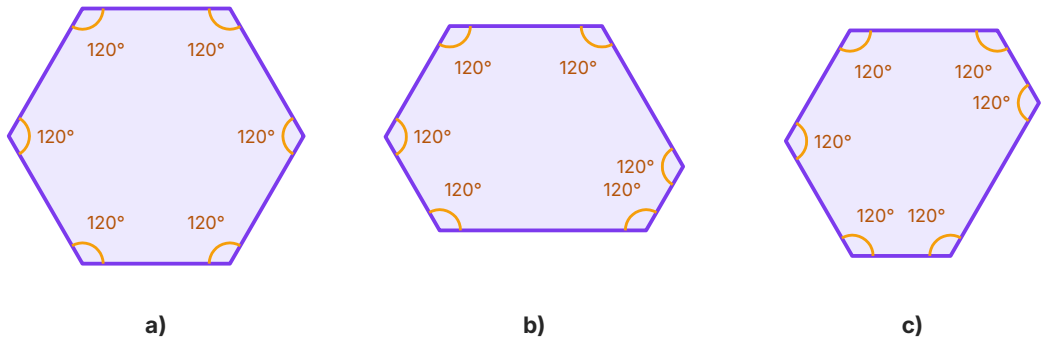
Figura 11.2 Le celle elementari dei sette sistemi cristallini (schema non in scala), con i rapporti fra gli spigoli *a*, *b*, *c* e fra gli angoli *α*, *β*, *γ*, e alcuni minerali che vi cristallizzano. Gli spigoli tratteggiati sono nascosti. Per il sistema trigonale è disegnata la cella romboedrica.

Quando un minerale cresce libero, per esempio nella cavità di una roccia o sul fondo di una soluzione, assume una forma esterna delimitata da facce piane: è l'**abito cristallino**. L'abito riflette la simmetria della cella, ma non coincide con essa: la pirite, che è cubica, si trova in cubi ma anche in dodecaedri a facce pentagonali, detti piritoedri, e il quarzo forma prismi esagonali terminati da piramidi più o meno allungati. Nella maggior parte delle rocce, invece, i cristalli crescono uno contro l'altro e diventano granuli irregolari, senza facce proprie: il loro ordine interno, però, resta intatto.

11.3.3 La legge di Stenone

Due cristalli di quarzo raccolti in luoghi diversi possono essere uno tozzo e uno sottile, con facce di larghezza molto diversa. Eppure, se si misura l'angolo fra due facce corrispondenti, si trova sempre lo stesso valore: in una sezione perpendicolare all'asse del prisma, le facce adiacenti formano sempre angoli di 120° (Figura 11.3). È la **legge della costanza dell'angolo diedro**,

enunciata per il quarzo da Niccolò Stenone nel 1669: in tutti i cristalli di uno stesso minerale gli angoli fra facce corrispondenti sono uguali, qualunque sia la forma complessiva del cristallo.



Le facce hanno larghezze diverse, ma gli angoli fra facce adiacenti sono sempre 120°.

Figura 11.3 La legge di Stenone. Tre sezioni di cristalli di quarzo, perpendicolari all'asse del prisma (schema): a) cristallo con facce uguali; b) e c) cristalli cresciuti in modo irregolare. Le larghezze delle facce cambiano, ma gli angoli fra facce adiacenti sono tutti di 120°.

La spiegazione arrivò molto più tardi, quando si capì che un cristallo è un reticolo: le facce sono piani del reticolo, e gli angoli fra quei piani dipendono soltanto dalla forma della cella elementare, che è la stessa in ogni cristallo del minerale. Se una faccia cresce più in fretta di un'altra, perché il liquido che porta le particelle arriva più da un lato, cambia la larghezza delle facce ma non la loro inclinazione.

APPROFONDIMENTO

Approfondimento · Stenone, Bartholin e l'ordine nascosto dei cristalli

Niels Steensen, italianizzato in Niccolò Stenone, era un medico e anatomista danese che lavorò a lungo a Firenze, alla corte dei Medici. Nel 1669 pubblicò a Firenze un breve trattato in latino, il *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus* («Introduzione a una dissertazione sui solidi contenuti naturalmente in altri solidi»), che doveva anticipare un'opera più ampia mai scritta. Vi si occupava di fossili, di strati di roccia e di cristalli: osservò che i cristalli di quarzo crescono aggiungendo materia alle facce dall'esterno e che, pur con forme diverse, conservano gli angoli fra le facce. Nello stesso libro c'è il principio di sovrapposizione degli strati, che ritroverai nel cap. 12.

Nello stesso anno, a Copenaghen, Erasmus Bartholin descrisse un'altra proprietà sorprendente di un minerale: guardando una scritta attraverso un cristallo limpido di calcite proveniente dall'Islanda (lo «spato d'Islanda») si vedono due immagini. Bartholin non sapeva spiegarlo; oggi sappiamo che la calcite divide la luce in due raggi che la attraversano con velocità diverse, perché la sua struttura interna non è uguale in tutte le direzioni. Che i cristalli fossero davvero reticoli di atomi fu dimostrato soltanto nel 1912, quando Max von Laue fece passare i raggi X attraverso un cristallo e ottenne una figura di macchie ordinate: la prova che le particelle sono disposte con regolarità, a distanze paragonabili alla lunghezza d'onda dei raggi X.

11.3.4 Polimorfismo e isomorfismo

Composizione e struttura sono due informazioni indipendenti. Una stessa sostanza può cristallizzare in strutture diverse, a seconda della temperatura e della pressione a cui si forma: è il **polimorfismo**, e le diverse forme si chiamano polimorfi. L'esempio più spettacolare è il carbonio. Nel **diamante** ogni atomo è legato con legami covalenti a quattro atomi vicini disposti ai vertici di un tetraedro (l'ibridazione sp^3 del cap. 7), in un'impalcatura tridimensionale continua: ne risulta il minerale più duro che si conosca. Nella **grafite** ogni atomo è legato a tre vicini nello stesso piano, in fogli di esagoni, e i fogli sono tenuti insieme soltanto da deboli forze di London: scivolano l'uno sull'altro, e per questo la grafite è tenera, untuosa al tatto e lascia un segno sulla carta. Il diamante si forma a pressioni molto elevate, a oltre un centinaio di chilometri di profondità, e arriva in superficie trasportato da magmi risaliti rapidamente. Anche il carbonato di calcio, $CaCO_3$, ha due polimorfi comuni: la **calcite**, trigonale, e l'**aragonite**, ortorombica, che molti molluschi usano per costruire la conchiglia e la madreperla.

Il caso opposto è quello di ioni diversi che occupano le stesse posizioni nello stesso tipo di reticolo. Si parla di **isomorfismo** quando sostanze di composizione diversa, ma con ioni di dimensioni e carica simili, cristallizzano con la stessa struttura. Se poi i due ioni possono sostituirsi l'uno all'altro in qualunque proporzione all'interno dello stesso cristallo, si forma una **soluzione solida**, l'equivalente cristallino di una soluzione liquida. L'**olivina**, uno dei minerali più abbondanti nelle rocce scure, ne è l'esempio classico: gli ioni Mg^{2+} (raggio 72 pm) e Fe^{2+} (78 pm)

hanno la stessa carica e raggi che differiscono di meno del 10 %, e si sostituiscono liberamente. Le olivine vanno dalla forsterite, Mg_2SiO_4, alla fayalite, Fe_2SiO_4, e la formula generale si scrive $(Mg,Fe)_2SiO_4$: la virgola fra parentesi indica che i due ioni si dividono le stesse posizioni in proporzione variabile.

Una sostituzione può anche coinvolgere ioni di carica diversa, purché il cristallo resti neutro. Nei feldspati plagioclasi lo ione Na^+ (102 pm) è sostituito dallo ione Ca^{2+} (100 pm), quasi uguale per dimensioni: la carica positiva in più è compensata dalla sostituzione contemporanea di un Si^{4+} con un Al^{3+}. Si passa così con continuità dall'albite, $NaAlSi_3O_8$, all'anortite, $CaAl_2Si_2O_8$.

11.4 Riconoscere i minerali: le proprietà fisiche

Un mineralogista in laboratorio identifica un minerale con certezza misurandone la composizione e la struttura (per esempio con la diffrazione dei raggi X). Sul campo, o in un laboratorio scolastico, si usano invece proprietà fisiche che si osservano con pochi strumenti: una lente, una piastrina di porcellana, una lama, una calamita, una goccia di acido diluito. Ognuna di queste proprietà dipende dai legami e dalla struttura del cristallo: per questo serve a riconoscere il minerale.

11.4.1 La durezza

La **durezza** di un minerale è la sua resistenza a essere scalfito, cioè rigato da una punta o da un altro minerale. Nel 1812 il mineralogista tedesco Friedrich Mohs propose di confrontare i minerali con dieci minerali di riferimento, ordinati in modo che ognuno righi quelli che lo precedono: è la **scala di Mohs** (Figura 11.4; appendice, Tabella E.1). Per stimare la durezza di un campione si cerca fra quali minerali di riferimento si colloca: se riga la fluorite (4) ed è rigato dall'apatite (5), la sua durezza è compresa fra 4 e 5. In mancanza dei minerali di riferimento si usano oggetti comuni: l'unghia (circa 2,5), un filo di rame (circa 3), il vetro di una finestra o la lama di un temperino d'acciaio (circa 5,5).

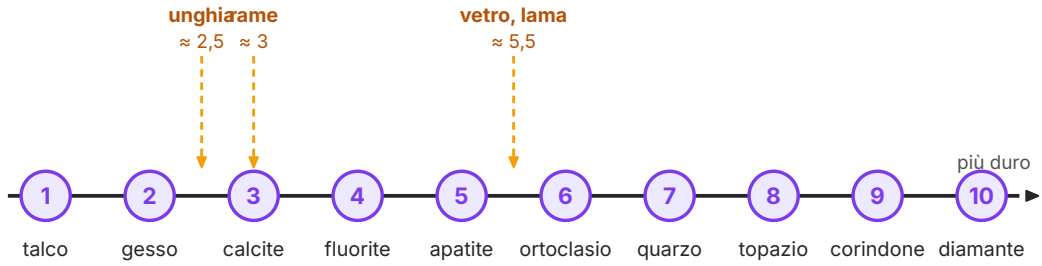


Figura 11.4 La scala di durezza di Mohs, con alcuni oggetti di confronto e la loro durezza approssimata. I minerali di riferimento sono equidistanti perché la scala indica solo un ordine.

La durezza dipende dalla forza dei legami da spezzare per rigare il cristallo: il talco, in cui fogli di silicato sono tenuti insieme da deboli forze fra uno strato e l'altro, si riga con l'unghia; il quarzo, un'impalcatura continua di legami Si–O, riga il vetro e l'acciaio; il diamante, un'impalcatura di legami C–C, non è rigato da nessun altro minerale.

ERRORE FREQUENTE

«Il diamante (10) è due volte più duro dell'apatite (5)» e «il diamante è indistruttibile». Entrambe le frasi sono sbagliate. La scala di Mohs è *ordinale*: dice soltanto chi riga chi, non di quanto. Misure strumentali mostrano che il salto fra il corindone (9) e il diamante (10) è molto più grande di quello fra il talco (1) e il corindone. Inoltre la durezza non è la resistenza agli urti, che si chiama **tenacità**: il diamante non si riga, ma un colpo secco di martello lo può spezzare lungo i suoi piani di sfaldatura, ed è proprio sfruttandoli che i tagliatori lo dividono.

11.4.2 Sfaldatura e frattura

Quando si colpisce un minerale, si rompe lungo le superfici in cui i legami sono più deboli o meno numerosi. Se questi piani esistono, il minerale si divide in frammenti limitati da superfici lisce e piane, sempre con la stessa orientazione: è la **sfaldatura**. Le direzioni di sfaldatura sono una «firma» del reticolo (Figura 11.5). Le miche hanno un'unica direzione di sfaldatura perfetta e si sfogliano in lamine sottilissime, perché sono fatte di fogli di silicato tenuti insieme da ioni potassio, con legami più deboli di quelli dentro i fogli. Il salgemma e la galena si sfaldano in tre direzioni perpendicolari e danno frammenti cubici. La calcite si sfalda anch'essa in tre direzioni, ma non perpendicolari: i frammenti sono romboedri, parallelepipedi con facce a forma di rombo inclinate di circa 75° e 105° l'una sull'altra.

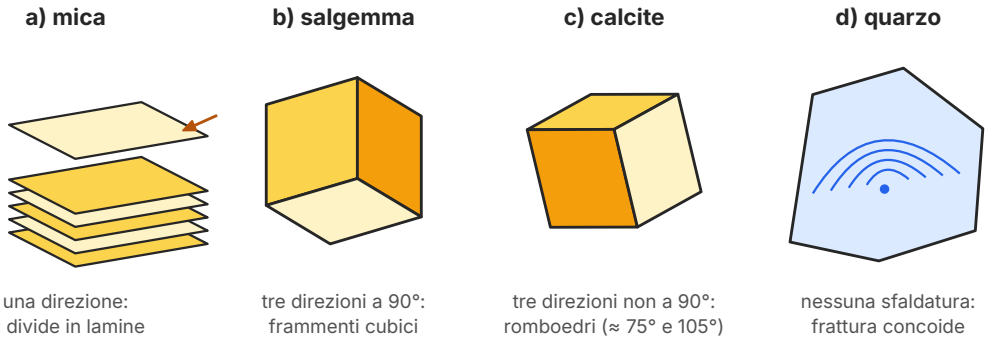


Figura 11.5 Sfaldatura e frattura (schemi). a) Le miche si sfaldano in un'unica direzione. b) Il salgemma si sfalda in tre direzioni perpendicolari. c) La calcite si sfalda in tre direzioni non perpendicolari, in romboedri. d) Il quarzo non ha sfaldatura: si rompe con superfici curve e striate a conchiglia (frattura concoide).

Se nel reticolo non ci sono piani di debolezza, il minerale si rompe in modo irregolare: si parla allora di **frattura**. Il quarzo, i cui legami Si–O sono ugualmente forti in tutte le direzioni, ha una **frattura concoide**: le superfici di rottura sono curve, lisce e segnate da sottili creste concentriche, come l'interno di una conchiglia. La stessa frattura si osserva nel vetro e nell'ossidiana, che non hanno piani reticolari: per questo i popoli preistorici scheggiavano la selce e l'ossidiana di Lipari per ottenere lame taglienti.

11.4.3 Lucentezza, colore e striscio

La **lucentezza** descrive come la superficie di un minerale riflette la luce. Si distingue anzitutto la lucentezza **metallica**, propria dei minerali opachi alla luce e brillante come quella di un metallo (pirite, galena, magnetite), da quella **non metallica**, che a sua volta può essere vitrea (quarzo, calcite), adamantina, cioè particolarmente brillante (diamante), sericea, simile alla seta (gesso fibroso), resinosa (sfalerite), madreperlacea (miche) o terrosa, cioè opaca (ematite in masse polverulente).

Il **colore**, invece, è spesso ingannevole. Alcuni minerali hanno un colore proprio, dovuto agli elementi della loro formula: la malachite, un carbonato di rame, è sempre verde. Molti altri sono incolori da puri e devono il colore a tracce di altri elementi o a difetti del reticolo: il quarzo può essere incolore, viola (ametista), rosa o fumé; il corindone, Al_2O_3, è rosso nel rubino per tracce di cromo e azzurro nello zaffiro per tracce di ferro e titanio. Molto più affidabile è il colore della polvere, il **striscio**, che si osserva strofinando il campione su una piastrina di porcellana non smaltata. L'ematite, Fe_2O_3, si presenta in cristalli grigio-neri a lucentezza metallica oppure in masse rossastre, ma il suo striscio è sempre rosso-bruno; la pirite, gialla e luccicante, lascia uno striscio nero-verdastro. I minerali più duri della porcellana (circa 6,5–7) non lasciano striscio, ma la righano.

11.4.4 Densità e peso specifico

A parità di volume, un campione di galena pesa quasi tre volte uno di quarzo. Per i minerali si usa spesso il **peso specifico**, il rapporto fra la massa di un campione e la massa di un uguale volume di acqua: è un numero puro, uguale al valore della densità espressa in g/cm^3. Dipende, come hai visto per il salgemma, dalla massa degli atomi e da quanto sono impacchettati: i minerali di metalli pesanti hanno pesi specifici alti (galena 7,6; oro 19,3), i silicati chiari bassi (quarzo 2,65; ortoclasio 2,56). La differenza si sfrutta da millenni: chi cerca l'oro nella sabbia dei fiumi la agita in una bacinella e l'acqua porta via i granuli leggeri, lasciando sul fondo quelli pesanti.

ESEMPIO SVOLTO

Il peso specifico con la bilancia idrostatica

Problema. Un campione incolore pesa 38,4 g in aria e 23,9 g quando è appeso a un filo e immerso completamente in acqua. Calcola il peso specifico e indica se il campione può essere quarzo (2,65) o calcite (2,71).

Soluzione. Per il principio di Archimede (lo studi in Fisica) un corpo immerso riceve una spinta verso l'alto pari al peso dell'acqua che sposta. La differenza fra le due letture, 38,4 g − 23,9 g = 14,5 g, è quindi la massa di un volume di acqua uguale al volume del campione. Il peso specifico è il rapporto fra la massa del campione e quella di questa acqua: 38,4 g ÷ 14,5 g.

Risultato. Peso specifico = 2,65, compatibile con il quarzo. Con tre cifre significative il valore della calcite (2,71) è escluso, ma con una misura meno precisa i due minerali si confonderebbero: per distinguerli conviene aggiungere una prova di durezza (il quarzo riga il vetro, la calcite no) o l'acido diluito.

Attenzione. Il campione deve essere completamente immerso, non toccare il fondo né le pareti e non avere bolle d'aria attaccate.

11.4.5 Altre proprietà utili

Alcune proprietà riguardano pochi minerali, ma li riconoscono subito. La **magnetite**, Fe_3O_4, è attratta da una calamita e i suoi frammenti più piccoli si attaccano direttamente al magnete. La **calcite** fa effervescenza con acido cloridrico diluito, a freddo, perché il carbonato reagisce con l'acido liberando diossido di carbonio ($CaCO_3 + 2\ HCl \rightarrow CaCl_2 + H_2O + CO_2$, una reazione con sviluppo di gas del cap. 10); la dolomite, $CaMg(CO_3)_2$, reagisce solo se ridotta in polvere o a caldo. Lo spato d'Islanda, la calcite limpida, mostra la **birifrangenza**, lo sdoppiamento delle immagini viste attraverso il cristallo. Molti campioni di fluorite, CaF_2, sono fluorescenti: illuminati con luce ultravioletta emettono luce visibile, spesso azzurra. La parola **fluorescenza** viene proprio da questo minerale: la propose il fisico George Stokes nel 1852, scrivendo di essere «quasi tentato di coniare una parola» a partire da *fluor-spar*, il nome inglese della fluorite (traduzione della

redazione). La Tabella 11.1 riassume le proprietà dei minerali che userai nell'esperienza di laboratorio.

Tabella 11.1 Proprietà di alcuni minerali comuni. Valori tipici arrotondati (C. Klein, B. Dutrow, *Manual of Mineral Science*; webmineral.com, consultato nel 2026); durezza nella scala di Mohs, peso specifico = densità in g/cm³. Nei campioni reali i valori variano un poco.

Minerale	Formula	Durezza	Peso specifico	Striscio	Lucentezza	Sfaldatura o frattura
quarzo	SiO_2	7	2,65	bianco	vitrea	frattura concoide
ortoclasio	$KAlSi_3O_8$	6	2,56	bianco	vitrea	due direzioni a circa 90°
muscovite	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	2–2,5	2,8	bianco	madreperlacea	una direzione, in lamine
calcite	$CaCO_3$	3	2,71	bianco	vitrea	tre direzioni, romboedri
gesso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2	2,3	bianco	vitrea o sericea	una direzione perfetta
fluorite	CaF_2	4	3,18	bianco	vitrea	quattro direzioni, ottaedri
salgemma	NaCl	2,5	2,17	bianco	vitrea	tre direzioni a 90°, cubi
pirite	FeS_2	6–6,5	5,0	nero-verdastro	metallica	frattura concoide o irregolare
ematite	Fe_2O_3	5,5–6,5	5,3	rosso-bruno	metallica o terrosa	frattura irregolare
magnetite	Fe_3O_4	5,5–6	5,2	nero	metallica	frattura irregolare
galena	PbS	2,5	7,6	grigio-nero	metallica	tre direzioni a 90°, cubi

11.5 La classificazione chimica dei minerali

Le migliaia di specie minerali si classificano in base alla composizione chimica, e in particolare all'anione o al gruppo di anioni che contengono, perché è l'anione a determinare la struttura e molte proprietà. Le classi principali sono i silicati, di gran lunga i più abbondanti, e i non silicati: elementi nativi, ossidi, solfuri, carbonati, solfati, alogenuri, fosfati.

11.5.1 I silicati e il tetraedro silicio-ossigeno

L'unità di base di tutti i silicati è il **tetraedro silicio-ossigeno**, $[SiO_4]^{4-}$: uno ione Si^{4+} al centro e quattro ioni ossigeno ai vertici (Figura 11.6a). Ogni ossigeno porta due cariche negative ma ne «usa» una soltanto per legarsi al silicio: il tetraedro isolato ha quindi carica $4 \times (-2) + 4 = -4$. Le cariche negative rimaste possono essere neutralizzate in due modi: da cationi metallici (Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}...) che si sistemano fra i tetraedri, oppure condividendo un ossigeno con un altro tetraedro. Un ossigeno condiviso fra due atomi di silicio si chiama **ossigeno ponte**. Più ossigeni ogni tetraedro condivide, più complessa è la struttura, più basso è il rapporto fra ossigeno e silicio e minore è la carica negativa da neutralizzare.

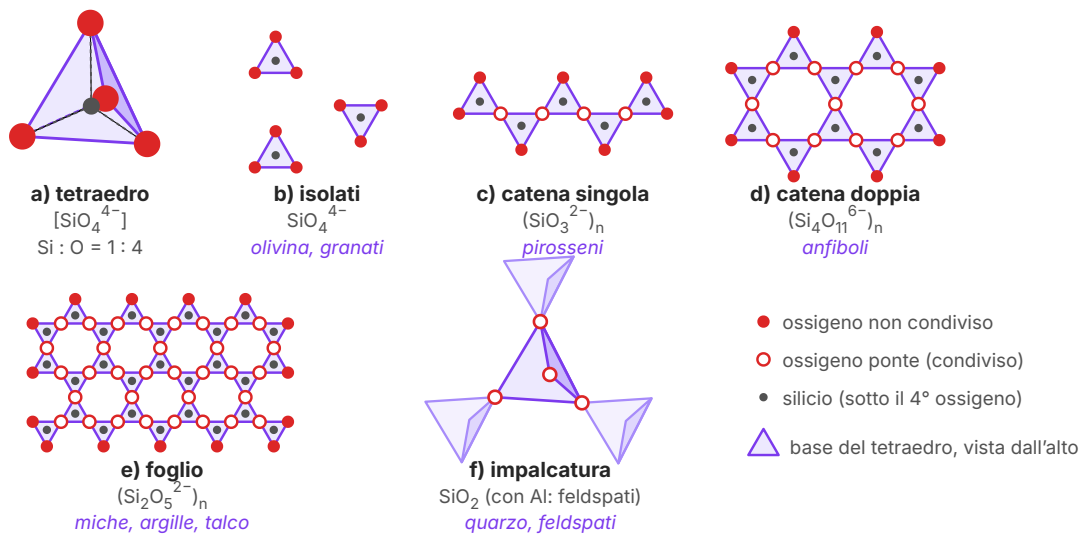


Figura 11.6 Le strutture dei silicati (schemi non in scala). a) Il tetraedro silicio-ossigeno. Da b) a e) i tetraedri sono visti dall'alto: il triangolo è la base, il silicio è al centro e il quarto ossigeno, sopra di esso, è nascosto. b) Tetraedri isolati. c) Catena singola. d) Catena doppia. e) Foglio, in cui ogni tetraedro condivide i tre ossigeni della base. f) Impalcatura tridimensionale: ogni tetraedro condivide tutti e quattro gli ossigeni (qui il tetraedro centrale e tre dei suoi vicini).

Secondo il modo in cui i tetraedri sono collegati, si distinguono cinque gruppi principali.

- **Nesosilicati** (tetraedri isolati, nessun ossigeno ponte): i tetraedri $[SiO_4]^{4-}$ sono separati e uniti fra loro da cationi. Esempi: l'olivina $(Mg,Fe)_2SiO_4$ e i granati, come il piropo $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$.
- **Inosilicati a catena singola** (due ossigeni ponte per tetraedro): lunghe catene di formula $(SiO_3)_n^{2n-}$, legate fra loro da cationi. Sono i pirosseni, come l'augite, comuni nei basalti.

- **Inosilicati a catena doppia** (due catene unite, con due e tre ossigeni ponte alternati): unità $(Si_4O_{11})^{6-}$. Sono gli anfiboli, come la tremolite e l'orneblenda.
- **Fillosilicati** (tre ossigeni ponte per tetraedro): fogli di formula $(Si_2O_5)_n^{2n-}$. Sono le miche (la muscovite chiara e la biotite scura), il talco e i minerali delle argille, come la caolinite. La struttura a fogli spiega la sfaldatura in lamine e la consistenza scivolosa del talco.
- **Tettosilicati** (quattro ossigeni ponte): un'impalcatura tridimensionale in cui ogni ossigeno è condiviso da due tetraedri, con rapporto Si : O = 1 : 2. Il quarzo, SiO_2, è elettricamente neutro. Nei **feldspati** un tetraedro su quattro (o due su quattro) contiene Al^{3+} al posto di Si^{4+}: l'impalcatura acquista una carica negativa, compensata da K^+ (ortoclasio, $KAlSi_3O_8$), Na^+ (albite) o Ca^{2+} (anortite). I feldspati sono i minerali più diffusi della crosta terrestre.

ESEMPIO SVOLTO

Contare gli ossigeni di una catena singola

Problema. In un pirosseno ogni tetraedro condivide due ossigeni con i tetraedri vicini. Ricava il rapporto Si : O e la carica dell'unità che si ripete.

Soluzione. Ogni tetraedro ha 4 ossigeni. I 2 non condivisi appartengono solo a lui; i 2 ossigeni ponte sono divisi a metà con il vicino e valgono ½ ciascuno. Ossigeni per atomo di silicio: $2 + 2 \times ½ = 3$. L'unità che si ripete è quindi SiO_3. Carica: un Si^{4+} e tre O^{2-} danno $+4 + 3 \times (-2) = -2$.

Risultato. Si : O = 1 : 3, unità $(SiO_3)^{2-}$. Nell'enstatite, $Mg_2Si_2O_6$, due ioni Mg^{2+} neutralizzano le cariche di due unità SiO_3^{2-}: $2 \times (+2) + 2 \times (-2) = 0$.

IN SINTESI

ossigeni per Si = 4 − (ossigeni ponte per tetraedro) ÷ 2

isolati SiO_4^{4-} (1 : 4) · catena singola SiO_3^{2-} (1 : 3) · catena doppia $Si_4O_{11}^{6-}$ (1 : 2,75) · foglio $Si_2O_5^{2-}$ (1 : 2,5) · impalcatura SiO_2 (1 : 2)

Esistono anche silicati con gruppi di due tetraedri (sorosilicati) o con anelli chiusi di tetraedri (ciclosilicati, come il berillo, la cui varietà verde è lo smeraldo), meno diffusi. Dal punto di vista delle rocce è più utile un'altra distinzione. I **minerali femici** (da *ferro* e *magnesio*) contengono molto Fe e Mg: sono scuri, verdi o neri, e relativamente pesanti, come l'olivina, i pirosseni, gli anfiboli e la biotite. I **minerali sialici** (da *silicio* e *alluminio*) sono ricchi di Si, Al, Na e K: sono chiari e più leggeri, come il quarzo, i feldspati e la muscovite. Il colore complessivo di una roccia magmatica dice già, a colpo d'occhio, quali minerali prevalgono: lo vedrai nel cap. 12.

COLLEGAMENTI

Educazione alla salute · L'amianto. Con il nome di amianto (o asbesto) si indicano alcuni silicati che cristallizzano in fibre sottilissime: il crisotilo, un fillosilicato del gruppo del serpentino, e alcuni anfiboli fibrosi, come la crocidolite e la tremolite. Le fibre resistono al fuoco e agli agenti chimici e per decenni sono state mescolate al cemento (il cosiddetto «eternit»), usate in tubi, coperture e isolanti. Se il materiale si deteriora, però, le fibre si liberano nell'aria e, una volta inalate, restano nei polmoni per anni: possono causare l'asbestosi, il tumore del polmone e il mesotelioma della pleura, anche a molti anni di distanza dall'esposizione. In Italia la legge 27 marzo 1992, n. 257, ha vietato l'estrazione, l'importazione, il commercio e la produzione di amianto. Molti manufatti installati prima di allora sono ancora presenti: non vanno mai rotti, forati o rimossi da soli, ma segnalati agli uffici competenti del Comune o dell'azienda sanitaria, che indicano come gestirli in sicurezza.

11.5.2 I minerali non silicati

I minerali che non contengono il tetraedro silicio-ossigeno sono una piccola parte della crosta, ma comprendono quasi tutti i minerali da cui si estraggono i metalli e molte sostanze di uso comune. Si classificano in base all'anione, come i composti inorganici del cap. 8 (Tabella 11.2). Gli **elementi nativi** sono formati da un solo elemento, non combinato: metalli poco reattivi come l'oro e il rame, non metalli come lo zolfo e i due polimorfi del carbonio. Gli **ossidi** contengono O^{2-} legato a un metallo: l'ematite e la magnetite sono i principali minerali del ferro, il corindone è il minerale più duro dopo il diamante. Nei **solfuri** l'anione è S^{2-} (o, nella pirite, lo ione disolfuro S_2^{2-}): sono solfuri la galena, la sfalerite e il cinabro, da cui si sono estratti per secoli piombo, zinco e mercurio. **Carbonati** (ione CO_3^{2-}) e **solfati** (ione SO_4^{2-}) formano rocce intere, come i calcari e i gessi. Negli **alogenuri** l'anione è uno ione alogenuro, Cl^- o F^-. Nei **fosfati** c'è lo ione PO_4^{3-}: l'apatite, il quinto minerale della scala di Mohs, ha una composizione simile a quella della parte minerale delle ossa e dei denti (cap. 16).

Tabella 11.2 Le principali classi di minerali non silicati, con alcuni esempi. Nomi dei composti secondo la nomenclatura del cap. 8; formule dalla lista ufficiale dei minerali dell'IMA (luglio 2026).

Classe	Anione caratteristico	Minerali (formula)	Usi o interesse
elementi nativi	—	oro Au, rame Cu, zolfo S, diamante C, grafite C	gioielli, conduttori, acido solforico, abrasivi, matite
ossidi	O^{2-}	ematite Fe_2O_3, magnetite Fe_3O_4, corindone Al_2O_3	minerali del ferro; abrasivi e gemme (rubino, zaffiro)
solfuri	S^{2-} (S_2^{2-})	pirite FeS_2, galena PbS, sfalerite ZnS, cinabro HgS, calcopirite $CuFeS_2$	minerali di piombo, zinco, mercurio, rame
carbonati	CO_3^{2-}	calcite $CaCO_3$, aragonite $CaCO_3$, dolomite $CaMg(CO_3)_2$	calce, cemento, pietre da costruzione
solfati	SO_4^{2-}	gesso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, barite $BaSO_4$	scagliola e intonaci; fanghi di perforazione
alogenuri	Cl^-, F^-	salgemma NaCl, fluorite CaF_2	sale da cucina e industria chimica; fondente in metallurgia
fosfati	PO_4^{3-}	apatite (un gruppo di specie) $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	fertilizzanti fosfatici

11.6 Come si formano i minerali e come li usiamo

11.6.1 Quattro vie per formare un cristallo

Un minerale si forma ogni volta che particelle libere di muoversi (in un fuso, in una soluzione o, lentamente, in un solido) trovano il modo di disporsi in un reticolo ordinato. In natura le vie principali sono quattro.

1. **Da un magma.** Un magma è un fuso di silicati, ricco di gas disciolti, a temperature dell'ordine di un migliaio di gradi. Raffreddandosi, i diversi minerali cristallizzano in un ordine preciso, che studierai nel cap. 12: prima i femici (olivina, pirosseni), poi gli altri, per ultimo il quarzo. Più lento è il raffreddamento, più grandi diventano i cristalli.
2. **Da soluzioni acquose.** Quando l'acqua di un bacino chiuso o di una laguna evapora, la soluzione diventa satura e i sali precipitano (cap. 9): si formano così salgemma e gesso. Anche i cambiamenti di temperatura o di composizione dell'acqua fanno precipitare minerali, come la calcite delle stalattiti (*Scienze naturali 1*, cap. 16). Particolarmente importanti sono i **fluidi idrotermali**, acque calde e ricche di ioni disciolti che circolano nelle fratture delle rocce, spesso vicino a un corpo magmatico: raffreddandosi depositano filoni di quarzo, galena, sfalerite e pirite.

3. **Per metamorfismo.** Quando una roccia è portata a temperature e pressioni diverse da quelle in cui si era formata, i suoi minerali diventano instabili e gli ioni si riorganizzano, *allo stato solido*, in minerali nuovi: è così che nascono, per esempio, molti granati.
4. **Per attività biologica.** Molti organismi costruiscono gusci e scheletri di calcite o di aragonite: coralli, molluschi, alghe calcaree, organismi microscopici del plancton. Finché fanno parte dell'organismo sono materiali biogenici; accumulati sul fondo del mare e trasformati dai processi geologici, i loro cristalli diventano i minerali di intere montagne di calcare (cap. 12).

11.6.2 Minerali come risorse

Un minerale da cui si può estrarre con profitto un metallo o un'altra sostanza utile si chiama **minerale metallifero** (o minerale utile); un accumulo naturale di minerali utili abbastanza concentrato da poter essere sfruttato è un **giacimento**. Che un giacimento valga la pena di essere sfruttato non dipende solo dalla geologia, ma anche dal prezzo del metallo, dalla tecnologia e dai costi ambientali: lo stesso accumulo di minerali può essere un giacimento in un'epoca e non esserlo in un'altra.

L'Italia ha una lunga storia mineraria, oggi quasi del tutto conclusa. L'isola d'Elba ha fornito ferro fin dall'epoca etrusca, da giacimenti di ematite, e i suoi cristalli di pirite e di ematite sono celebri nei musei di tutto il mondo. In Sardegna, soprattutto nell'Iglesiente, per secoli si sono estratti piombo, zinco e argento dalla galena e dalla sfalerite. Il cinabro del Monte Amiata, in Toscana, ha alimentato a lungo l'estrazione del mercurio. Nella Sicilia centrale, fra Ottocento e Novecento, migliaia di lavoratori, spesso ragazzi, scavavano lo zolfo nelle zolfare: è il mondo che Luigi Pirandello racconta nella novella *Ciàula scopre la luna* (1912). Oggi molte di queste miniere sono parchi e musei minerari, che testimoniano un patrimonio geologico e insieme una storia del lavoro.

COLLEGAMENTI

Agenda 2030 · Le materie prime critiche. La transizione energetica e digitale richiede minerali di cui la crosta è povera: litio, cobalto e grafite per le batterie, terre rare per i magneti dei motori elettrici e delle turbine eoliche, rame per le reti elettriche. L'Unione Europea chiama **materie prime critiche** quelle che sono molto importanti per la sua economia e che hanno un alto rischio di approvvigionamento, perché la produzione è concentrata in pochi Paesi. Il Regolamento (UE) 2024/1252, approvato l'11 aprile 2024 e noto come *Critical Raw Materials Act*, ne elenca 34, fra le quali 17 «strategiche», e fissa obiettivi per il 2030 sull'estrazione, la lavorazione e il riciclo all'interno dell'Unione. Ogni scelta ha un costo: una nuova miniera consuma suolo e acqua e produce scarti, mentre importare da Paesi lontani sposta altrove gli stessi impatti, a volte insieme a sfruttamento del lavoro e conflitti. Per questo l'obiettivo 12 dell'Agenda 2030 («consumo e produzione responsabili») insiste sul riciclo: un vecchio telefono contiene metalli che altrimenti andrebbero estratti da un giacimento, ed è giusto conferirlo nella raccolta dei rifiuti elettronici (RAEE) invece di lasciarlo in un cassetto.

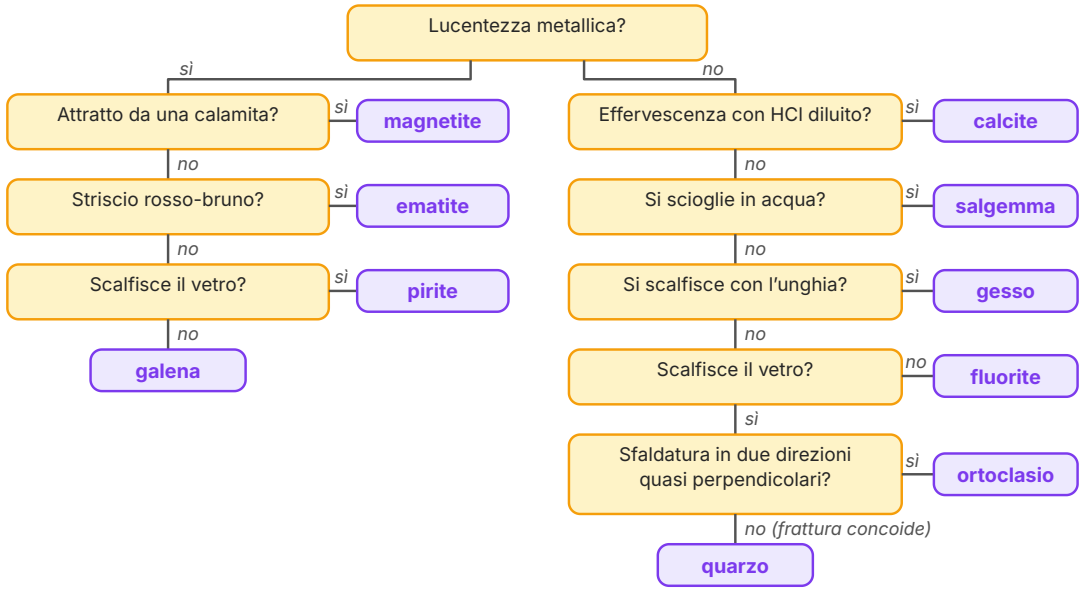


Figura 11.7 Una chiave dicotomica per riconoscere i dieci minerali dell'esperienza di laboratorio. A ogni domanda si risponde con una prova; la risposta indica la domanda successiva o il nome del minerale. La chiave vale solo per questi dieci minerali.

ESPERIENZA DI LABORATORIO

Riconoscere i minerali con una chiave dicotomica

Obiettivo. Identificare dieci campioni di minerali con prove semplici, seguendo la chiave dicotomica della Figura 11.7.

Materiale. Campioni numerati di quarzo, ortoclasio, calcite, gesso, fluorite, salgemma, pirite, ematite, magnetite e galena; lente d'ingrandimento; piastrina di porcellana non smaltata; lastrina di vetro con i bordi smussati; un filo o una lamina di rame (le monete da 1, 2 e 5 centesimi sono di acciaio ramato e non vanno bene); una calamita; contagocce con acido cloridrico diluito al 10 %, distribuito dall'insegnante; becher con acqua distillata; tabella dei risultati.

1. Osserva ogni campione con la lente: annota la lucentezza (metallica o no), il colore e, se si vedono, le superfici di sfaldatura.
2. Strofina il campione sulla porcellana e annota il colore dello striscio.
3. Avvicina la calamita al campione o a qualche frammento.
4. Prova la durezza: prima con l'unghia, poi con il rame, infine cercando di rigare il vetro appoggiato sul banco. Una vera riga resta anche dopo aver passato il dito; una traccia di polvere che si cancella è solo il campione che si consuma.
5. Metti una sola goccia di acido sui campioni che non hanno lucentezza metallica e osserva se si formano bollicine. Sciacqua subito con acqua.
6. Per i campioni rimasti, prova se un frammento si scioglie in poca acqua distillata, mescolando per un minuto.
7. Segui la chiave dalla prima domanda e scrivi il nome di ogni campione; poi controlla con la Tabella 11.1.

Sicurezza. Occhiali di protezione e guanti per tutta l'esperienza. L'acido cloridrico, anche diluito, è irritante e corrosivo: lo usa ogni studente goccia per goccia, con il contagocce, lontano dagli occhi; se tocca la pelle si lava subito con molta acqua. Il vetro si appoggia sul banco e non si tiene in mano mentre lo si riga. Non si assaggia nessun campione, neppure il salgemma; ci si lava le mani alla fine. La galena contiene piombo: si maneggia con i guanti, non si raschia né si frantuma; per lo striscio basta un tratto breve, e la polvere sulla porcellana si toglie con un panno umido, da gettare come indica l'insegnante. Smaltimento: le gocce di acido sui campioni si sciacquano in un becher con acqua, che l'insegnante neutralizza prima dello scarico.

Risultato atteso. La calamita riconosce la magnetite; lo striscio rosso-bruno l'ematite; l'effervescenza la calcite; la solubilità il salgemma; l'unghia il gesso. Fra i minerali che rigano il vetro, l'ortoclasio mostra superfici di sfaldatura piane e brillanti, il quarzo una frattura concoide.

Domande. 1) Perché la chiave chiede la lucentezza come prima prova e lascia per ultime quelle che consumano il campione? 2) Un campione di dolomite non reagisce con l'acido: dove finirebbe nella chiave, e come potresti correggerla? 3) Quale minerale della serie avresti potuto riconoscere anche dal peso, soppesandolo in mano?

SINTESI

- Otto elementi formano circa il 99 % della massa della crosta terrestre; ossigeno e silicio, insieme, circa il 74 %. Per questo la crosta è fatta soprattutto di silicati.
- Un minerale è un solido naturale, generalmente inorganico, con composizione chimica definita o variabile entro limiti precisi e struttura cristallina ordinata. Vetro, ossidiana, carbone e perle non sono minerali; il ghiaccio sì.
- In un cristallo le particelle formano un reticolo; la cella elementare, ripetuta nelle tre direzioni, ricostruisce il cristallo. Le celle si raggruppano in sette sistemi cristallini.
- La legge di Stenone (1669): in tutti i cristalli di un minerale gli angoli fra facce corrispondenti sono uguali, qualunque sia l'abito cristallino.
- Polimorfismo: stessa composizione, strutture diverse (diamante e grafite; calcite e aragonite). Isomorfismo e soluzioni solide: ioni di carica e dimensioni simili si sostituiscono, come Mg^{2+} e Fe^{2+} nell'olivina.
- La durezza si stima con la scala di Mohs, che è ordinale; durezza e tenacità sono proprietà diverse.
- Sfaldatura (superfici piane lungo i piani di legami deboli) e frattura, per esempio concoide, rivelano la struttura interna del minerale.
- Il colore è spesso ingannevole; lo striscio, la lucentezza, il peso specifico e prove come la calamita e l'acido diluito sono più affidabili.
- Nei silicati i tetraedri $[SiO_4]^{4-}$ sono isolati o condividono 2, 3 o 4 ossigeni ponte: nesosilicati, inosilicati, fillosilicati, tettosilicati. Il rapporto Si : O passa da 1 : 4 a 1 : 2.
- I minerali femici (scuri, ricchi di Fe e Mg) si distinguono dai sialici (chiari, ricchi di Si, Al, Na, K). I non silicati si classificano per anione: elementi nativi, ossidi, solfuri, carbonati, solfati, alogenuri, fosfati.
- I minerali si formano da magmi, da soluzioni acquose e fluidi idrotermali, per metamorfismo e con il contributo degli organismi; i giacimenti sono risorse limitate, da sfruttare e riciclare con attenzione.

ESERCIZI

Comprendere e ricordare

1. ● Quale fra questi materiali naturali è un minerale?
   - **A.** l'ossidiana
   - **B.** il ghiaccio di un ghiacciaio
   - **C.** il carbone
   - **D.** una perla

2. ● I due elementi più abbondanti in massa nella crosta terrestre sono:

   A. ferro e magnesio
   B. silicio e alluminio
   C. ossigeno e ferro
   D. ossigeno e silicio

3. ● La scala di Mohs è una scala ordinale. Questo significa che:

   A. ogni minerale riga quelli che lo precedono, ma gli intervalli fra i numeri non sono uguali
   B. il diamante è dieci volte più duro del talco
   C. i numeri misurano la resistenza agli urti
   D. si usa solo per i minerali a lucentezza metallica

4. ● Lo striscio di un minerale è:

   A. il colore del minerale osservato alla luce del Sole
   B. il segno lasciato su un vetro
   C. il colore della sua polvere, ottenuta strofinandolo su porcellana non smaltata
   D. la riga che si forma quando lo si scalfisce con l'unghia

5. ● Diamante e grafite sono un esempio di:

   A. isomorfismo
   B. soluzione solida
   C. birifrangenza
   D. polimorfismo

6. ●● Nei fillosilicati ogni tetraedro silicio-ossigeno condivide con altri tetraedri:

   A. tre ossigeni
   B. nessun ossigeno
   C. due ossigeni
   D. quattro ossigeni

7. ●● Nell'olivina, $(Mg,Fe)_2SiO_4$, gli ioni magnesio e ferro(II) si sostituiscono perché:

   A. hanno la stessa massa
   B. hanno la stessa carica e raggi ionici simili
   C. sono entrambi metalli di transizione
   D. formano legami covalenti puri con l'ossigeno

8. ●● Quale di questi minerali è femico?

   A. il quarzo
   B. l'ortoclasio
   C. l'augite (un pirosseno)
   D. la muscovite

9. ●● Per distinguere la calcite dalla dolomite si può osservare che:
   A. la dolomite riga il vetro, la calcite no
   B. la calcite è attratta da una calamita
   C. la dolomite fa effervescenza a freddo anche in cristalli interi
   D. la calcite fa effervescenza con HCl diluito a freddo, la dolomite solo se ridotta in polvere o a caldo

Vero o falso

10. ● Il granito è un minerale formato da quarzo, feldspati e miche.

11. ● Il ghiaccio è un minerale, mentre l'acqua liquida non lo è.

12. ●● Il diamante, essendo il minerale più duro, non si può rompere neppure con un colpo di martello.

13. ●● Nella scala di Mohs il corindone (9) è tre volte più duro della calcite (3).

14. ●● Due cristalli di quarzo di forma diversa hanno gli stessi angoli fra facce corrispondenti.

15. ●● Nei feldspati una parte degli ioni Si^{4+} è sostituita da ioni Al^{3+}, e la carica negativa che ne deriva è compensata da ioni K^+, Na^+ o Ca^{2+}.

Applicare

16. ● Un minerale riga la fluorite ma è rigato dall'apatite. Entro quali valori della scala di Mohs è compresa la sua durezza? Riga il vetro?

17. ●● Ricava il numero di ossigeni per atomo di silicio e la carica dell'unità che si ripete nei silicati in cui ogni tetraedro condivide: a) nessun ossigeno; b) tre ossigeni; c) quattro ossigeni. Scrivi le tre formule.

18. ●● Calcola il numero di ossidazione del ferro: a) nell'ematite, Fe_2O_3; b) nella pirite, FeS_2, sapendo che lo zolfo vi forma lo ione disolfuro S_2^{2-}; c) nella magnetite, Fe_3O_4, sapendo che contiene ioni Fe^{2+} e Fe^{3+}: quanti di ciascun tipo per unità formula?

19. ●● Calcola la percentuale in massa di piombo nella galena, PbS, e di rame nella calcopirite, $CuFeS_2$ (masse atomiche dall'appendice, Tabella B.1).

20. ●● Un granello dorato trovato nella sabbia di un torrente pesa 12,0 g in aria e 9,6 g immerso in acqua. Calcola il peso specifico: è oro (19,3) o pirite (5,0)?

21. ●● Un campione ha lucentezza metallica, striscio grigio-nero, non è attratto dalla calamita, non riga il vetro e si sfalda in cubi. Pesa 30,2 g in aria e 26,2 g in acqua. Calcola il peso specifico e identifica il minerale con la Tabella 11.1.

22. ●●● La cella elementare della fluorite, CaF_2, è un cubo di lato 546,3 pm che contiene 4 unità formula. Calcola la densità del minerale e confrontala con la Tabella 11.1.

23. ●●● Un'olivina contiene ioni Mg^{2+} e Fe^{2+} nel rapporto 4 : 1; la sua formula si può scrivere $(Mg_{0,8}Fe_{0,2})_2SiO_4$. Calcola la sua massa molare e la percentuale in massa di ferro, e confrontala con la massa molare della forsterite, Mg_2SiO_4.

Leggere dati e figure

24. ●●● Usa i dati della Figura 11.1. a) Calcola quante moli di atomi di ossigeno e di silicio ci sono in 100 g di crosta. b) Calcola il rapporto fra le due quantità. c) Se tutto il silicio fosse in quarzo, SiO_2, il rapporto sarebbe 2: che cosa significa che il rapporto reale è più alto?

25. ●● Nella Tabella 11.1 individua i minerali con durezza fra 5,5 e 6,5 e peso specifico superiore a 5. Quali prove semplici useresti per distinguerli fra loro?

26. ●● Osserva la catena doppia nella Figura 11.6. In un tratto che si ripete con 4 tetraedri, quanti tetraedri condividono tre ossigeni e quanti due? Ricava da questo conteggio la formula Si_4O_{11} e la carica 6−.

27. ●● Un campione ha lucentezza vitrea, non fa effervescenza con l'acido, non si scioglie in acqua, non si riga con l'unghia, riga il vetro e si rompe con superfici curve e lisce. Percorri la chiave della Figura 11.7 e scrivi la sequenza di domande e risposte che porta al nome del minerale.

Indagare e argomentare

28. ●● Progetta un esperimento per ordinare per durezza cinque campioni di minerali sconosciuti usando solo i campioni stessi, una lastrina di vetro e un filo di rame. Indica come rendi confrontabili le prove, come distingui una vera riga da una traccia di polvere e quali norme di sicurezza segui.

29. ●●● Spiega, usando i legami e la struttura dei silicati, perché la muscovite si sfoglia in lamine sottili, mentre il quarzo non ha sfaldatura e si rompe con frattura concoide.

30. ●●● «Basterebbe aprire nuove miniere in Europa per non dipendere più da altri Paesi per le materie prime critiche». Discuti questa affermazione considerando la distribuzione dei giacimenti, gli impatti ambientali, il riciclo e l'obiettivo 12 dell'Agenda 2030.

31. ●● Stenone non sapeva nulla di atomi e di reticoli. Spiega perché la costanza degli angoli fra le facce del quarzo suggerisce comunque che un cristallo abbia un ordine interno, e perché la larghezza delle facce, invece, può cambiare da un cristallo all'altro.

PER APPROFONDIRE

- [KLE] C. Klein, B. Dutrow, *Manual of Mineral Science*: il manuale di riferimento per la cristallografia, le proprietà fisiche e la descrizione sistematica dei minerali, con le strutture dei silicati.
- [GRO] J. Grotzinger, T. H. Jordan, *Understanding Earth*: il capitolo sui minerali, con un'introduzione chiara ai legami, ai silicati e alle proprietà usate per il riconoscimento.
- [ATK] P. Atkins, L. Jones, L. Laverman, *Chemical Principles*: le pagine sui solidi e sulle celle elementari, per collegare la mineralogia alla chimica dei capitoli 6 e 7.

Glossario del capitolo

Abito cristallino
Forma esterna di un cristallo, delimitata da facce piane; riflette la simmetria del reticolo ma dipende anche dalle condizioni di crescita.

Cella elementare
La più piccola porzione di un reticolo cristallino che, ripetuta per traslazione nelle tre direzioni, ricostruisce l'intero cristallo; si descrive con gli spigoli a, b, c e gli angoli α, β, γ.

Crosta terrestre
Guscio solido più esterno della Terra, spesso alcune decine di chilometri sotto i continenti e meno di dieci sotto gli oceani; è formato soprattutto da silicati.

Durezza
Resistenza di un minerale a essere scalfito; si stima con la scala di Mohs.

Fluido idrotermale
Acqua calda ricca di ioni disciolti che circola nelle fratture delle rocce e, raffreddandosi, deposita minerali in filoni.

Frattura concoide
Rottura con superfici curve e lisce, segnate da creste concentriche come l'interno di una conchiglia; tipica del quarzo e del vetro.

Giacimento
Accumulo naturale di minerali utili abbastanza concentrato da poter essere sfruttato con profitto.

Isomorfismo
Proprietà di sostanze di composizione diversa, con ioni di carica e dimensioni simili, di cristallizzare con la stessa struttura.

Legge della costanza dell'angolo diedro
In tutti i cristalli di uno stesso minerale gli angoli fra facce corrispondenti sono uguali (Stenone, 1669).

Lucentezza
Modo in cui la superficie di un minerale riflette la luce: metallica o non metallica (vitrea, adamantina, sericea, resinosa, madreperlacea, terrosa).

Materie prime critiche
Per l'Unione Europea, materie prime molto importanti per l'economia e con un alto rischio di approvvigionamento (Regolamento UE 2024/1252).

Minerale
Solido naturale, generalmente inorganico, con composizione chimica definita o variabile entro limiti precisi e struttura cristallina ordinata.

Minerali femici e sialici
Femici: silicati ricchi di ferro e magnesio, scuri e relativamente pesanti (olivina, pirosseni, anfiboli, biotite). Sialici: silicati ricchi di silicio, alluminio, sodio e potassio, chiari e più leggeri (quarzo, feldspati, muscovite).

Peso specifico
Rapporto fra la massa di un campione e la massa di un uguale volume di acqua; numero puro, uguale al valore della densità in g/cm^3.

Polimorfismo
Proprietà di una stessa sostanza di cristallizzare in strutture diverse (diamante e grafite; calcite e aragonite).

Scala di Mohs
Scala ordinale di durezza (1812) basata su dieci minerali di riferimento, dal talco (1) al diamante (10); ognuno riga quelli che lo precedono.

Sfaldatura
Tendenza di un minerale a rompersi lungo superfici piane con orientazioni fisse, corrispondenti a piani di legami più deboli nel reticolo.

Sistemi cristallini
I sette gruppi in cui si classificano le celle elementari secondo i rapporti fra spigoli e angoli: cubico, tetragonale, ortorombico, monoclino, triclino, esagonale, trigonale.

Soluzione solida
Cristallo in cui due o più ioni si sostituiscono in proporzioni variabili nelle stesse posizioni del reticolo, come Mg^{2+} e Fe^{2+} nell'olivina.

Striscio
Colore della polvere di un minerale, ottenuta strofinandolo su porcellana non smaltata; più affidabile del colore del campione.

Soluzioni

1. B. Il ghiaccio è un solido naturale, inorganico, con formula H_2O e struttura cristallina; ossidiana (amorfa), carbone (organico, senza composizione definita) e perla (biogenica, aggregato) no.

2. D. Ossigeno 46,1 % e silicio 28,2 % della massa (CRC Handbook).

3. A. La scala dice solo chi riga chi.

4. C. Si strofina il campione su porcellana non smaltata.

5. D. Stessa composizione (C), strutture diverse.

6. A. Tre ossigeni ponte per tetraedro: fogli $Si_2O_5^{2-}$.

7. B. Stessa carica (2+) e raggi di 72 e 78 pm.

8. C. L'augite è ricca di Fe e Mg ed è scura; gli altri sono sialici.

9. D. La dolomite reagisce lentamente con l'acido diluito freddo.

10. F. Il granito è una *roccia*, un aggregato di quarzo, feldspati e miche; ognuno di questi è un minerale.

11. V. Il ghiaccio è solido e cristallino; l'acqua liquida non è un solido.

12. F. Il diamante non si riga, ma ha una bassa tenacità lungo i piani di sfaldatura: un colpo secco di martello lo può spezzare. Durezza e tenacità sono proprietà diverse.

13. F. La scala di Mohs è ordinale: dice che il corindone riga la calcite, non di quanto è più duro. In realtà gli intervalli sono molto diversi fra loro.

14. V. È la legge della costanza dell'angolo diedro (Stenone, 1669); cambiano solo le larghezze delle facce.

15. V. È la sostituzione di Si^{4+} con Al^{3+} nell'impalcatura; per esempio ortoclasio $KAlSi_3O_8$.

16. Durezza fra 4 e 5 (riga la fluorite, 4; è rigato dall'apatite, 5). Non riga il vetro, che ha durezza di circa 5,5.

17. Ossigeni per Si = 4 − (ossigeni ponte) ÷ 2. a) 4 − 0 = 4: SiO_4^{4-} (carica +4 − 8 = −4); b) 4 − 1,5 = 2,5: unità $Si_2O_5^{2-}$ (per due Si: +8 − 10 = −2); c) 4 − 2 = 2: SiO_2, neutro (+4 − 4 = 0).

18. a) $2x + 3 \times (-2) = 0$, $x = +3$. b) Lo ione S_2^{2-} ha carica −2, quindi il ferro è +2 (e ogni zolfo −1). c) Con p ioni Fe^{2+} e q ioni Fe^{3+}: $p + q = 3$ e $2p + 3q = 8$, da cui $q = 2$ e $p = 1$: un Fe^{2+} e due Fe^{3+} (n.o. medio +8/3).

19. M(PbS) = 207,2 + 32,06 = 239,26 g/mol; Pb = 207,2 ÷ 239,26 × 100 = 86,6 %. $M(CuFeS_2)$ = 63,55 + 55,85 + 2 × 32,06 = 183,52 g/mol; Cu = 63,55 ÷ 183,52 × 100 = 34,6 %.

20. Massa dell'acqua spostata = 12,0 g − 9,6 g = 2,4 g; peso specifico = 12,0 ÷ 2,4 = 5,0. È pirite, non oro (che avrebbe dato 19,3).

21. Acqua spostata = 30,2 g − 26,2 g = 4,0 g; peso specifico = 30,2 ÷ 4,0 = 7,55 ≈ 7,6 (la differenza 4,0 ha due cifre significative). Lucentezza metallica, striscio grigio-nero, non magnetico, non riga il vetro, sfaldatura cubica, peso specifico molto alto: è galena, PbS.

22. $m = 4 \times 78{,}08$ g/mol ÷ $6{,}022 \times 10^{23}$ mol^{-1} = $5{,}186 \times 10^{-22}$ g; $V = (5{,}463 \times 10^{-8}\ \text{cm})^3 = 1{,}630 \times 10^{-22}$ cm^3; d = 3,18 g/cm^3, uguale al valore della Tabella 11.1.

23. $M = 2 \times (0{,}8 \times 24{,}31 + 0{,}2 \times 55{,}85) + 28{,}09 + 4 \times 16{,}00 = 153{,}33$ g/mol. Massa di ferro per mole: 2 × 0,2 × 55,85 = 22,34 g, cioè 22,34 ÷ 153,33 × 100 = 14,6 %. La forsterite ha $M = 2 \times 24{,}31 + 28{,}09 + 64{,}00 =$ 140,71 g/mol: sostituire Mg (24,31) con Fe (55,85) rende l'olivina più pesante, per questo le olivine ricche di ferro hanno peso specifico più alto.

24. a) O: 46,1 ÷ 16,00 = 2,88 mol; Si: 28,2 ÷ 28,09 = 1,00 mol. b) Rapporto O : Si = 2,87 ≈ 2,9. c) C'è più ossigeno di quello che servirebbe per legare tutto il silicio come SiO_2: l'ossigeno in più è legato agli altri elementi (Al, Fe, Ca, Na, Mg, K) e i silicati reali, in maggioranza, hanno tetraedri non tutti collegati fra loro e cationi metallici fra i tetraedri.

25. Ematite (5,5–6,5; 5,3) e magnetite (5,5–6; 5,2); la pirite (6–6,5) ha peso specifico 5,0, al limite. Per distinguerle: la calamita attrae la magnetite; lo striscio è rosso-bruno per l'ematite, nero per la magnetite e nero-verdastro per la pirite, che è anche gialla e lucente.

26. In ogni tratto di 4 tetraedri, 2 condividono tre ossigeni (quelli uniti all'altra catena) e 2 ne condividono due. Ossigeni: $2 \times (1 + 3 \times ½) + 2 \times (2 + 2 \times ½) = 2 \times 2{,}5 + 2 \times 3 = 11$, quindi Si_4O_{11}. Carica: $4 \times (+4) + 11 \times (-2) = -6$.

27. Lucentezza metallica? No. Effervescenza con HCl? No. Si scioglie in acqua? No. Si scalfisce con l'unghia? No. Scalfisce il vetro? Sì. Sfaldatura in due direzioni quasi perpendicolari? No (frattura concoide). Il minerale è il quarzo.

28. Traccia di risposta. Si prova a rigare ogni campione con ciascuno degli altri (su una superficie fresca, con la stessa pressione e un tratto breve), poi con il rame e sul vetro, e si costruisce una classifica: chi riga tutti è il più duro. Dopo ogni prova si passa il dito o la lente: una riga vera è un solco che resta, una traccia di polvere si cancella. Le prove si ripetono scambiando i campioni (A su B e B su A). Sicurezza: occhiali, vetro appoggiato sul banco con i bordi smussati, guanti se ci sono campioni di cui non si conosce la composizione, mani lavate alla fine.

29. Traccia di risposta. La muscovite è un fillosilicato: fogli di tetraedri, legati al loro interno da legami Si–O forti, sono uniti fra loro da ioni K^+ con legami più deboli e in una sola direzione; il cristallo si apre lungo questi piani, sempre paralleli, e dà lamine. Nel quarzo ogni tetraedro condivide i quattro ossigeni: l'impalcatura di legami Si–O è ugualmente forte in tutte le direzioni, non ci sono piani di debolezza e la rottura procede in modo irregolare, con superfici curve (frattura concoide), come nel vetro.

30. Traccia di risposta. I giacimenti sono distribuiti in modo irregolare: l'Europa ne ha alcuni, ma non di tutte le materie prime e non sempre abbastanza ricchi; aprire una miniera richiede anni, consuma suolo e acqua e produce scarti, e gli impatti vanno valutati e accettati dalle comunità. Una parte del fabbisogno può venire dal riciclo dei prodotti a fine vita (RAEE, batterie), dal recupero dagli scarti minerari e da un uso più efficiente: è il cuore dell'obiettivo 12. Una risposta equilibrata conclude che l'estrazione interna riduce la dipendenza ma non la elimina, e va combinata con riciclo, diversificazione dei fornitori e riduzione degli sprechi.

31. Traccia di risposta. Se gli angoli fra facce corrispondenti sono sempre gli stessi, l'inclinazione delle facce non dipende dal caso o dall'ambiente di crescita, ma da una regola interna, uguale in ogni cristallo del minerale: le facce sono piani di una struttura ordinata (oggi diciamo: piani del reticolo, la cui inclinazione dipende dalla cella elementare). La larghezza di una faccia dipende invece da quanta materia vi si è depositata, cioè dalle condizioni di crescita (per esempio dal lato da cui arrivava la soluzione): Stenone stesso osservò che i cristalli crescono aggiungendo materia sulle facce dall'esterno.