



Minerais

Pedro Pereira

Objetivo:

O presente documento é um texto de cariz didático, elaborado com base em bibliografia atualizada, sobre minerais (génese, classificação e propriedades), sendo parte integrante dos materiais de estudo da Unidade Curricular de Geologia Geral I (21056), da Licenciatura em Ciências do Ambiente da Universidade Aberta.

Imagem da capa: Agregado de cristais tabulares de vanadinite (Mibladen, Marrocos). Dimensões: 4,0 × 2,5 × 2,3 cm. Fonte: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Vanadinite_-_ACF_mine,_Mibladen,_Morocco.jpg#/media/File:Vanadinite_-_ACF_mine,_Mibladen,_Morocco.jpg.



Índice

1. Minerais e rochas.....	1
2. Átomos e elementos.....	3
3. Tipos de ligação química.....	4
4. Estrutura cristalina.....	7
4.1. Polimorfismo.....	7
4.2. Substituição iónica.....	8
5. Organização sistemática dos minerais.....	9
6. Propriedades dos minerais.....	15
Bibliografia.....	20

1. Minerais e rochas

Os minerais são os componentes básicos das rochas. Algumas rochas, como o calcário, são essencialmente constituídas por um único mineral (neste caso, a calcite), outras, como o granito, são constituídas por diversos minerais (neste caso, essencialmente quartzo, feldspato e micas).

Os geólogos definem **mineral** como uma substância sólida, homogênea, de ocorrência natural, inorgânica, com arranjo atômico altamente ordenado e com composição química definida, fixa ou variável dentro de limites bem definidos:

- Uma substância sólida homogênea é uma substância sólida que não pode ser fisicamente subdividida em compostos químicos mais simples. Os gases e os líquidos são excluídos da definição de mineral.
- A ocorrência natural significa que não há intervenção humana na sua gênese.
- Existem organismos que secretam substâncias em tudo idênticas a minerais exceto na sua origem orgânica, contudo se essas substâncias sofrerem processos geológicos posteriores passam a ser considerados minerais. Por exemplo, a calcite (CaCO_3) da concha de uma ostra não é considerada mineral, contudo, após a morte da ostra, se essa concha sofrer enterramento, diagênese ou outros processos geológicos, então a (mesma) calcite passa a ser considerada mineral.
- Um arranjo atômico altamente ordenado indica a existência de uma estrutura interna de átomos ou iões definindo um padrão geométrico regular (estrutura cristalina – ver adiante).
- A existência de uma composição química definida significa que esta pode ser expressa por uma fórmula química. Alguns minerais têm composição química fixa (e.g., quartzo – SiO_2), mas, na maioria dos minerais, a composição química é variável dentro de limites bem definidos (solução sólida – ver adiante).

Uma substância sólida, de ocorrência natural, inorgânica, mas não cristalina, denomina-se **mineraloide**. Exteriormente, pode parecer um mineral, mas não apresenta o “arranjo atômico altamente ordenado” necessário para obedecer à definição de mineral (e.g., opala – SiO_2). Alguns mineraloides também não apresentam “composição química definida” (e.g., âmbar e carvão).

Os minerais formam-se por diversos processos em todos os ambientes geológicos, sob grande diversidade de condições físicas e químicas:

- Cristalização a partir de materiais em fusão (magma);
- Sublimação de gases vulcânicos, nas proximidades de fumarolas (vulcanismo secundário);

- Precipitação química a partir de soluções aquosas (depósitos hidrotermais ou evaporação de água rica em sais em lagunas, salinas, etc.);
- Meteorização: minerais instáveis à superfície do planeta são transformados noutros minerais;
- Metamorfismo: minerais instáveis em profundidade, devido a condições de temperatura e/ou pressão elevadas, são transformados (no estado sólido) noutros minerais;
- Alguns minerais, tal como já referido, podem ainda resultar inicialmente de atividade orgânica.

Os agregados naturais de minerais ou, por vezes, de mineraloides – as **rochas** – são classificados, consoante a sua origem, em três grandes categorias: (i) rochas magmáticas, resultantes do arrefecimento e consequente cristalização de material em fusão (magma); (ii) rochas sedimentares, resultantes da sedimentação de fragmentos de rochas, minerais e restos esqueléticos de seres vivos, por ação da gravidade, da água (líquida ou sólida) ou do vento, ou da precipitação química de substâncias dissolvidas na água; e (iii) rochas metamórficas, resultantes da alteração de rochas pré-existentes devido ao aumento de temperatura e/ou pressão no interior da Terra.

Os diversos processos de formação de rochas resultam em associações de minerais e texturas distintas que nos dão pistas sobre a sua génese. A compreensão dos processos de formação das rochas e das associações minerais e texturas resultantes será um dos objetivos principais das unidades curriculares de Geologia Geral I e Geologia Geral II.

Em dezembro de 2023, estavam identificados e aprovados pela *International Mineralogical Association* (<http://www.mineralogy-ima.org>) cerca de 6000 minerais diferentes, contudo apenas aproximadamente duas centenas são minerais comuns e, desses, apenas cerca de vinte são constituintes da maioria das rochas.

2. Átomos e elementos

Os minerais, tal como toda a matéria, são constituídos por átomos, os quais, por sua vez, são constituídos por prótons, neutrões e eletrões. Os prótons têm carga positiva, os neutrões não têm carga e os eletrões têm carga negativa. Os prótons e os eletrões existem em igual número em qualquer átomo. A carga negativa de um eletrão equilibra a carga positiva de um próton.

O elemento hidrogénio tem os átomos mais simples: apenas um próton e um eletrão; o próton forma o núcleo, o eletrão orbita à sua volta. Todos os outros elementos têm neutrões e prótons no seu núcleo. O número de prótons corresponde ao número atómico, e a soma do número de prótons com o número de neutrões corresponde ao número de massa. Por exemplo, para o hidrogénio, o número de massa é 1 (um próton e zero neutrões), enquanto, para o hélio, é 4 (dois prótons e dois neutrões).

O número atómico caracteriza o elemento químico, mas o número de massa pode variar entre átomos do mesmo elemento (isótopos). Por exemplo, os átomos de potássio (K) têm 19 prótons (número atómico 19), mas podem ter 20, 21 ou 22 neutrões. Assim, o número de massa do K pode ser 39, 40 ou 41.

Os prótons tendem a repelir-se uns aos outros, mas os neutrões ajudam a manter o núcleo unido. Na maioria dos 16 elementos mais leves (até ao oxigénio), o número de neutrões é igual ao de prótons. Contudo, na maioria dos restantes elementos, como são necessários neutrões extra para manter o núcleo unido (ultrapassando a repulsão mútua do número crescente de prótons concentrados num espaço muito pequeno), o número de neutrões é superior ao de prótons. Por exemplo, o silício tem 14 prótons e 14 neutrões (número de massa = 28), enquanto o isótopo mais comum do urânio tem 92 prótons e 146 neutrões (número de massa = 238).

Os eletrões que orbitam em torno do núcleo de um átomo estão dispostos em "camadas" denominadas orbitais ou níveis de energia. A primeira orbital pode conter apenas dois eletrões, enquanto a orbital seguinte pode conter até oito. As orbitais subsequentes podem conter mais eletrões, mas a orbital mais externa de qualquer átomo não contém mais do que oito.

3. Tipos de ligação química

Para terem configuração eletrónica estável, os átomos procuram ter a orbital mais externa totalmente preenchida (i.e., oito eletrões, para a maioria dos elementos, ou dois, para o hidrogénio e para o hélio), o que é conseguido com a transferência (ligação iónica) ou a partilha (ligação covalente e ligação metálica) de eletrões entre átomos vizinhos.

As **ligações iónicas** resultam das forças de atração entre iões de cargas opostas. Exemplo: O sódio (Na) têm 11 eletrões, dos quais dez preenchem as duas orbitais internas e um pertence à orbital mais externa. Como esta configuração não é estável, os átomos de Na cedem o seu último eletrão a átomos (de outros elementos químicos) com deficit de eletrões. O cloro (Cl) tem 17 eletrões, dos quais dez preenchem totalmente as duas orbitais internas, ficando a orbital mais externa com apenas sete dos oito eletrões de que necessita para ficar totalmente preenchida. Para obter configuração estável, os átomos de Cl capturam um eletrão, incorporando-o na sua orbital mais externa. Ao alterar o seu número de eletrões, estes átomos tornam-se iões, o sódio perde um eletrão para se tornar um ião positivo (catião), e o cloro ganha um eletrão para se tornar um ião negativo (anião). Como as cargas opostas se atraem, os iões de sódio (Na^+) e de cloro (Cl^-) unem-se, originando uma ligação iónica (Fig. 1). O mineral composto por iões de Na e Cl unidos por ligações iónicas denomina-se halite (NaCl).

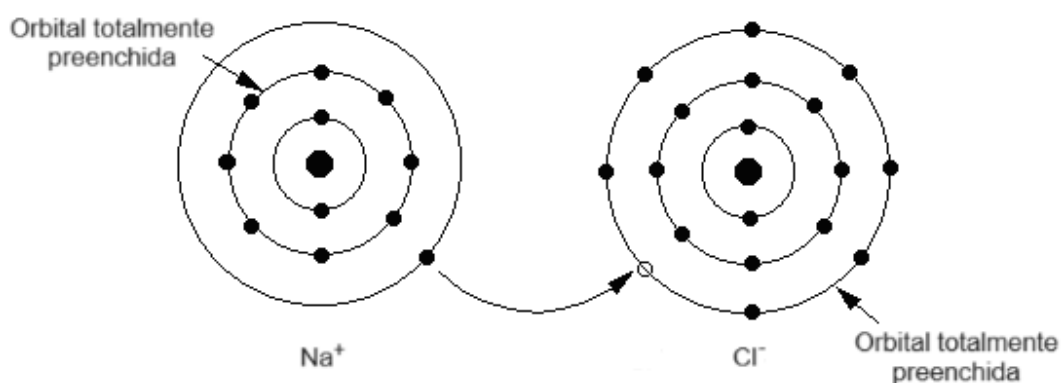


Figura 1 – Diagrama esquemático representando o estabelecimento de ligação iónica entre o catião Na^+ e o anião Cl^- . A orbital mais externa do átomo de cloro (Cl) fica totalmente preenchida com a cedência do último eletrão do átomo de sódio (Na). A ligação estabelece-se pela atração entre cargas opostas. Adaptado de Nelson (2015).

As **ligações covalentes** resultam da partilha de eletrões entre dois ou mais átomos de modo que cada átomo tenha configuração eletrónica estável. Por exemplo, os átomos de hidrogénio (H) têm um eletrão, mas precisam de dois para serem estáveis, enquanto os átomos de oxigénio (O) tem seis eletrões na orbital exterior, mas precisam de mais dois para serem estáveis. Assim, dois átomos de hidrogénio ligam-se a um de oxigénio para formar a molécula H_2O , na qual todos os átomos partilham

eletrões e cada átomo tem configuração eletrônica estável (Fig. 2).

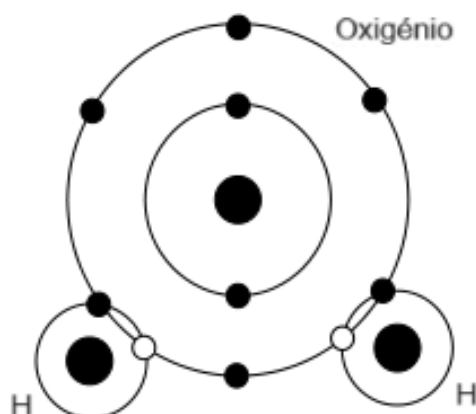


Figura 2 – Diagrama esquemático representando a molécula de água (H₂O), na qual ocorrem ligações covalentes entre um átomo de oxigênio (O) e dois de hidrogênio (H). A única orbital dos dois átomos de H e a orbital mais externa do átomo de O ficam totalmente preenchidas. Adaptado de Nelson (2015).

As **ligações metálicas** são semelhantes às ligações covalentes, mas a partilha de elétrons envolve também as orbitais internas. Os elétrons movem-se livremente de átomo para átomo, através de toda a estrutura cristalina.

Existe ainda outro tipo de ligações, **ligações de van der Waals**, que não envolve transferência ou partilha de elétrons entre átomos vizinhos. Estas ligações, mais fracas do que as anteriormente referidas, unem entre si moléculas ou outras unidades estruturais neutras, mediante cargas residuais da sua superfície.

Um mineral pode apresentar na sua estrutura cristalina um único tipo de ligação (homodésmico) ou possuir simultaneamente dois ou mais tipos de ligação (heterodésmico). O diamante, com ligações covalentes, e a halite, com ligações iónicas, são exemplos de minerais homodésmicos. A galena, com ligações iónicas e metálicas, é exemplo de mineral heterodésmico.

A intensidade das ligações químicas avalia-se pela energia que é necessário despende para as romper. As propriedades mecânicas, térmicas e elétricas e a solubilidade dos minerais estão intimamente associadas aos tipos de ligação que apresentam (Tab. 1).

Tabela 1 - Exemplo de propriedades conferidas pelos principais tipos de ligação química.

	Tipos de ligação			
	Iônica	Covalente	Metálica	Van der Waals
Intensidade da ligação	Forte	Muito forte	Variável, geralmente moderada	Fraca
Propriedades mecânicas	Dureza moderada a elevada, dependendo da distância interiónica e da carga; quebradiços ou frágeis	Dureza elevada; quebradiços ou frágeis	Dureza baixa a moderada; plasticidade elevada; séctil, dúctil, maleável	Cristais brandos e plásticos
Propriedades elétricas	Maus condutores no estado sólido; quando fundidos ou em solução são condutores	Isoladores no estado sólido e quando fundidos	Bons condutores	Isoladores, tanto no estado sólido como no líquido
Propriedades térmicas	Ponto de fusão moderado a elevado, dependendo da distância interiónica e da carga; baixo coeficiente de expansão termal	Ponto de fusão elevado; baixo coeficiente de expansão termal	Ponto de fusão e coeficiente de expansão termal variáveis	Ponto de fusão baixo; coeficiente de expansão termal alto
Solubilidade	Solúvel em solventes polares, originando soluções iônicas	Solubilidade muito baixa	Insolúvel, exceto em ácidos e bases por reação química	Solúvel em solventes orgânicos, originando soluções
Exemplos	Halite - NaCl; calcite - CaCO ₃	Diamante - C; quartzo - SiO ₂	Cobre, prata, ouro	Iodo, enxofre

4. Estrutura cristalina

O empacotamento dos átomos numa estrutura cristalina requer um arranjo atômico altamente ordenado, repetido tridimensionalmente, que preencha eficientemente o espaço¹ e mantenha o equilíbrio de cargas. Como exemplo, refere-se a estrutura cristalina da halite (NaCl) (Fig. 3), na qual cada catião Na^+ é rodeado por aniões Cl^- e cada anião Cl^- é rodeado por catiões Na^+ . Existindo um Na^+ para cada Cl^- , obtém-se uma estrutura cristalina equilibrada em termos de cargas elétricas.

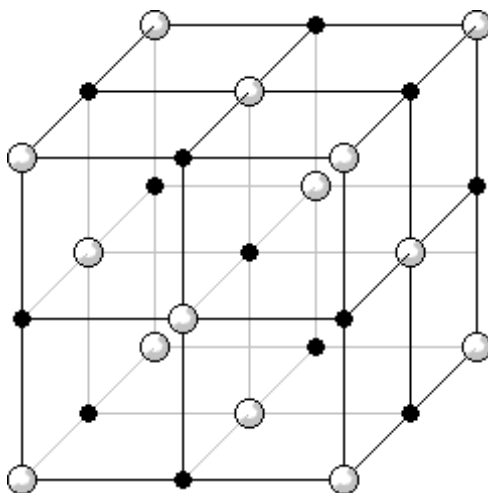


Figura 3 – Representação esquemática da estrutura cristalina tridimensional da halite (NaCl).
Legenda: círculos pretos - catiões Na^+ ; círculos brancos - aniões Cl^- .

4.1. Polimorfismo

A estrutura cristalina dos minerais depende das condições ambientais sob as quais estes são formados. Essas condições correspondem a fatores (temperatura e pressão) que condicionam os raios iônicos. A temperaturas elevadas, os átomos vibram mais, as distâncias interatômicas aumentam e a estrutura cristalina altera-se para acomodar átomos de maior dimensão. Contrariamente, o aumento de pressão obriga os átomos a ficarem mais próximos, originando estruturas cristalinas mais densas. Minerais com iguais composições químicas, mas com estruturas cristalinas diferentes denominam-se **polimorfos**. Como exemplos de polimorfismo referem-se os dois casos seguintes:

- O composto Al_2SiO_5 tem três polimorfos diferentes cuja gênese depende das condições de pressão e temperatura a que se formam. A forma estável de Al_2SiO_5 a alta pressão, é a distena, a baixa pressão, é a andaluzite, e a alta temperatura, é a silimanite (Fig. 4).

¹ A dimensão dos átomos depende largamente do número de elétrons. Assim, átomos (ou iões) de elementos diferentes têm dimensões diferentes.

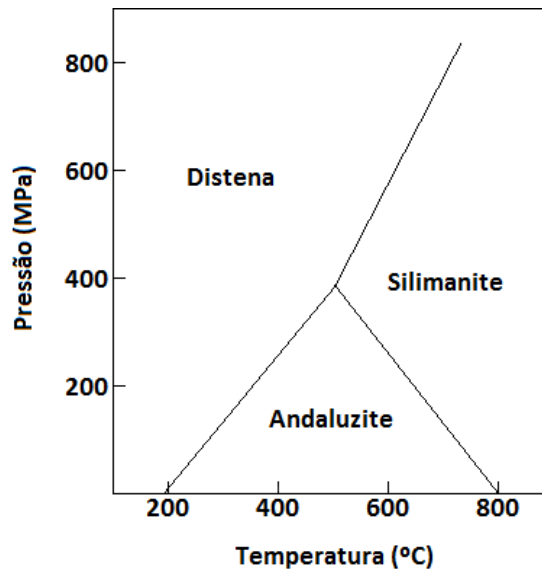


Figura 4 – Diagrama mostrando as condições de pressão e temperatura de formação dos polimorfos de composição química Al_2SiO_5 .

- O carbono (C) tem dois polimorfos diferentes: sob baixas pressões e temperaturas, o carbono puro existe na forma de grafite, mineral de dureza muito baixa; sob temperaturas e pressões elevadas, a forma estável é o diamante, a substância natural de maior dureza.

4.2. Substituição iônica

A substituição iônica (ou solução sólida) corresponde à intersubstituição na estrutura cristalina de cátions de dimensões e cargas elétricas semelhantes. São exemplos de grupos de minerais que apresentam soluções sólidas:

- Olivinas – $(Mg,Fe)_2SiO_4$: os íons Mg^{2+} e Fe^{2+} podem intersubstituir-se em todas as proporções na estrutura cristalina das olivinas. Assim, este grupo de minerais corresponde a uma série entre dois extremos Mg_2SiO_4 (forsterite) e Fe_2SiO_4 (faialite) onde são possíveis todas as composições químicas intermédias;
- Feldspatos alcalinos: a solução sólida varia entre os extremos $KAlSi_3O_8$ (ortóclase) e $NaAlSi_3O_8$ (albite) devido à intersubstituição entre os cátions K^+ e Na^+ .
- Plagióclases: esta solução sólida complexa varia entre os extremos $NaAlSi_3O_8$ (albite) e $CaAl_2Si_2O_8$ (anortite) devido à intersubstituição entre $NaSi^{5+}$ e $CaAl^{5+}$.

A intersubstituição iônica não altera a forma da estrutura cristalina. Minerais com estrutura cristalina idêntica, mas com composição química diferente dizem-se **isoestruturais**.

5. Organização sistemática dos minerais

Devido à similaridade de propriedades evidenciada pelos minerais constituintes de cada classe, bem como pela analogia existente entre os contextos geológicos em que os mesmos se desenvolvem, a composição química tem constituído a base da classificação dos minerais desde meados do século XIX. Na organização sistemática mais vulgar, os minerais são divididos em classes, de acordo com o anião (ou grupo aniônico) predominante: sulfuretos, óxidos e hidróxidos, halogenetos, carbonatos, sulfatos, carbonatos e silicatos. A estas classes, adiciona-se a dos elementos nativos.

I – Elementos nativos e ligas

A classe dos elementos nativos reúne os elementos que ocorrem na natureza no estado puro e as ligas naturais que frequentemente formam. São exemplos de elementos nativos, ouro (Au), prata (Ag), cobre (Cu), platina (Pt) e ferro (Fe), entre os metálicos; antimónio (Sb), arsénio (As) e bismuto (Bi), entre os semimetálicos; e enxofre (S) e carbono (C), entre os não metálicos.

Au, Ag e Cu constituem o grupo isoestrutural do ouro, apresentando propriedades semelhantes no que se refere a maleabilidade, ductilidade, ponto de fusão, condutibilidade elétrica, etc. Os raios iónicos do Au e da Ag são idênticos (1,44 Å), permitindo a ocorrência de soluções sólidas. A possibilidade de ocorrência de ligas naturais entre Cu e Au (ou Ag) é muitíssimo reduzida devido ao menor raio iónico do Cu (1,28 Å).

No grupo da Pt, incluem-se outros elementos metálicos afins, como irídio (Ir), ósmio (Os), praseodímio (Pd), ruténio (Ru) e ródio (Rh), referidos vulgarmente por platinídeos. Entre as ligas possíveis, destaca-se o platinirídio.

No grupo do Fe, incluem-se o Fe puro, que raramente ocorre na superfície terrestre, e duas ligas de Ni-Fe (kamacite e taenite), comuns em meteoritos.

Entre os semimetálicos, para além dos elementos acima referidos, têm sido referenciados selénio (Se) e telúrio (Te), muito menos frequentes. Também aqui se verificam soluções sólidas como a allemontite (liga de As e Sb).

Entre os não metálicos, o diamante e a grafite, representam dois arranjos estruturais diferentes da mesma substância elementar, o carbono.

II – Sulfuretos (incluindo arsenetos, sulfoarsenetos, teluretos e selenetos) e sulfossais

Quimicamente, os minerais da classe dos sulfuretos podem representar-se pela fórmula geral X_mZ_n , em que X indica o catião metálico (e.g., Fe^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+})

e Z o anião não metálico que pode ser de enxofre (S), nos sulfuretos, de As, nos arsenetos, de S e As, nos sulfarsenetos, de Te, nos teluretos, ou de Se, nos selenetos. São exemplos de minerais desta classe, a pirite (FeS_2), a calcopirite (CuFeS_2) e a arsenopirite (FeAsS).

Os sulfossais são minerais sulfuretados, não oxidados, estruturalmente distintos dos sulfuretos. Neste grupo, As, Sb, Bi, ou Sn ocupam posições semelhantes às dos catiões. Os aniões são normalmente de S ou Se e os catiões propriamente ditos são metálicos (e.g., Pb^{2+} , Cu^{2+} ou Ag^{2+}).

III – Óxidos e hidróxidos

Os óxidos são compostos nos quais o oxigénio está ligado a catiões de outros elementos, normalmente catiões metálicos. A maioria dos óxidos estão unidos por ligações iónicas, variando a sua estrutura consoante a dimensão do(s) catião(ões). Os óxidos podem apresentar na sua estrutura um ou dois catiões diferentes: a cuprite (Cu_2O) e a cassiterite (SnO_2) são exemplos de óxidos com apenas um catião; a ilmenite (FeTiO_3) e a espinela (MgAl_2O_4) são exemplos de óxidos com dois catiões.

Os hidróxidos são caracterizados pela presença do grupo $(\text{OH})^-$ ou por moléculas de H_2O . São exemplos de hidróxidos, os bauxitos e a goethite, um dos minerais dos lateritos.

IV – Halogenetos (ou haloides)

Os halogenetos, ou haloides, caracterizam-se pela predominância de iões Cl^- (cloretos), Br^- (brometos), F^- (fluoretos) ou I^- (iodetos). São exemplos desta classe, a halite (NaCl) e a fluorite (CaF_2).

V – Carbonatos (incluindo nitratos e boratos)

Os carbonatos caracterizam-se pela presença do anião carbonato $(\text{CO}_3)^{2-}$, ao qual se associam catiões metálicos (e.g., Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+}). São exemplos de carbonatos, a calcite (CaCO_3), a siderite (FeCO_3) e a rodocrosite (MnCO_3). Nesta classe, incluem-se ainda os nitratos – $(\text{NO}_3)^{3-}$ – e os boratos – $(\text{BO}_3)^{3-}$.

VI – Sulfatos (incluindo cromatos, molibdatos e tungstatos)

Os sulfatos caracterizam-se pela presença do anião $(\text{SO}_4)^{2-}$ associado a catiões metálicos (e.g., Ca^{2+} , Pb^{2+} , Sr^{2+}). Podem ser anidros, como a anidrite (CaSO_4), ou hidratados, como o gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Por razões estruturais, incluem-se nesta classe cromatos $[(\text{CrO}_4)^{2-}]$, molibdatos $[(\text{MoO}_4)^{2-}]$ e tungstatos $[(\text{WO}_4)^{2-}]$.

VII – Fosfatos (incluindo arsenatos e vanadatos)

Os fosfatos dão o nome à classe de minerais que, para além dos minerais ligados ao anião $(\text{PO}_4)^{3-}$, reúne ainda os de outros aniões geométrica e energeticamente idênticos, isto é, $(\text{AsO}_4)^{3-}$ e $(\text{VO}_4)^{3-}$, respetivamente arsenatos e vanadatos. São exemplos de minerais desta classe, a apatite $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})]$, a piromorfite $[\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}]$ e a vanadinite $[\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}]$, isoestruturais entre si (grupo da apatite).

VIII – Silicatos

Os silicatos constituem a classe de minerais mais abundante da crosta terrestre. A sua unidade estrutural básica é o ião silicato, constituído por quatro aniões de oxigénio (O^{2-}) ligados em torno de um catião de silício (Si^{4+}) e, conseqüentemente, com fórmula química $(\text{SiO}_4)^{4-}$. Este ião é esquematicamente representado por um tetraedro (o denominado "tetraedro de sílica"), cujos vértices são definidos pelo centro de cada um dos quatro catiões O^{2-} (Fig. 5).

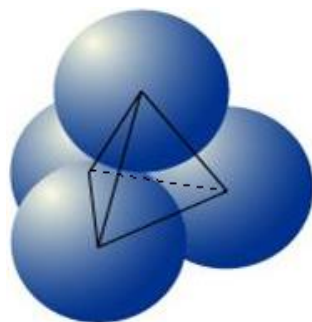


Figura 5 – Representação esquemática do tetraedro de sílica. O átomo de silício está situado no centro do tetraedro. Adaptado de <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/c8/Mahmoud666.JPG>.

Como o ião silicato tem carga negativa, liga-se frequentemente a diversos catiões (e.g., Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) para formar minerais. Alternativamente, pode partilhar aniões O^{2-} com outros tetraedros de sílica. Esta partilha pode verificar-se em um, dois, três ou quatro dos oxigénios, promovendo, assim, diversos graus de polimerização.

Os diferentes grupos isoestruturais reunidos na classe dos silicatos, classificados por ordem crescente do grau de polimerização dos tetraedros de sílica são os seguintes:

Nesosilicatos – Tetraedros isolados (Fig. 6A), unidos entre si por catiões metálicos ligados aos aniões O^{2-} . Por exemplo, nas olivinas, são os catiões Fe^{2+} e Mg^{2+} que asseguram a união entre tetraedros.

Sorossilicatos – Pares de tetraedros, compartilhando um oxigénio (Fig. 6B), ligados entre si por catiões. É exemplo deste grupo isoestrutural, o epídoto $[\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})]$.

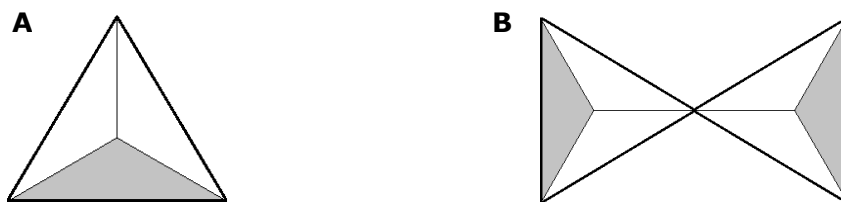


Figura 6 – Representação esquemática de (A) um tetraedro de sílica isolado e de (B) um par de tetraedros de sílica, partilhando um oxigênio.

Ciclossilicatos – Estruturas constituídas por anéis de três, quatro ou seis tetraedros de sílica (Fig. 7), correspondendo a três configurações cíclicas possíveis. Estas unidades estruturais estão ligadas entre si por catiões. São exemplos deste grupo, minerais como as turmalinas [e.g., elbaíte – $\text{Na}(\text{Li}_{1,5}\text{Al}_{1,5})\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$] e o berilo ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$).

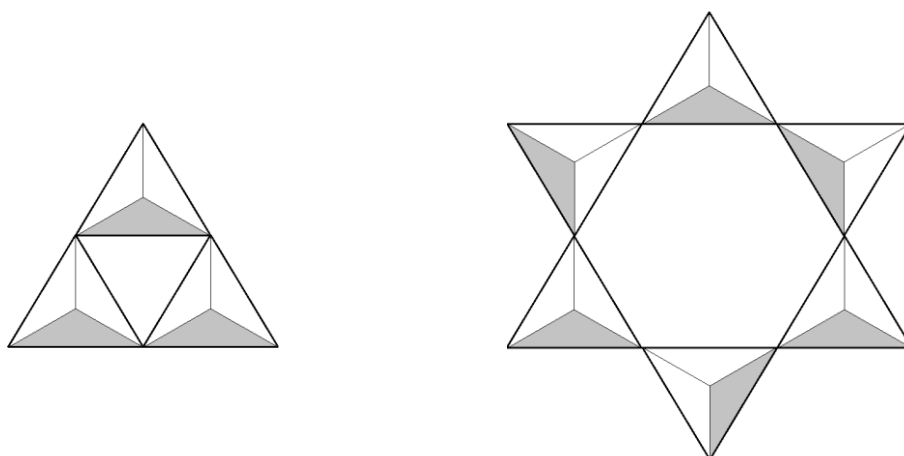


Figura 7 – Representações esquemáticas de anéis de três e seis tetraedros de sílica.

Inossilicatos – Tetraedros associados em cadeias simples (Fig. 8) ou duplas (Fig. 9). Cadeias simples unidas entre si por catiões formam a estrutura de minerais como as piroxenas (e.g., enstatite – MgSiO_3); cadeias duplas unidas entre si por catiões formam a estrutura de minerais como as anfíbolos [e.g., edenite – $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$].

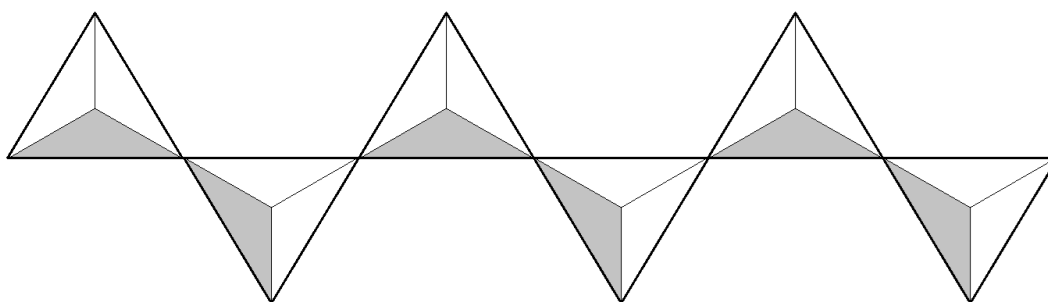


Figura 8 – Representação esquemática de uma cadeia simples de tetraedros de sílica.

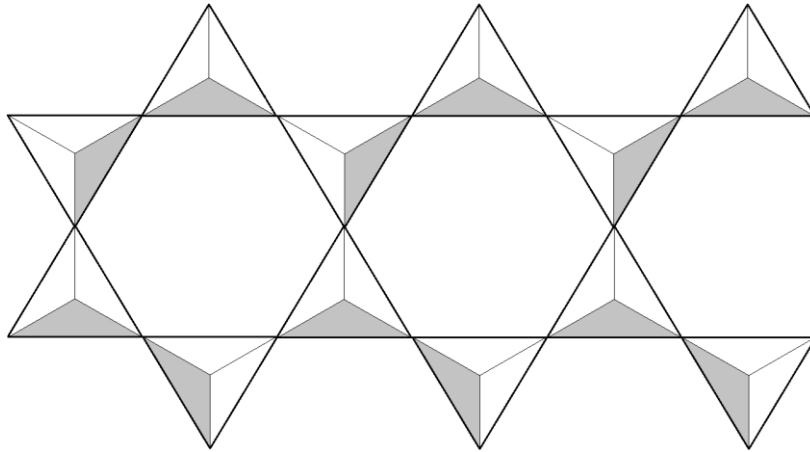


Figura 9 – Representação esquemática de uma cadeia dupla de tetraedros de sílica.

Filossilicatos – Três oxigénios de cada tetraedro são simultaneamente compartilhados com os tetraedros vizinhos, de modo a formarem uma estrutura planar (folha), prolongável em duas direções do espaço (Fig. 10). A união entre folhas adjacentes é efetuada por catiões. São exemplos deste grupo isoestrutural, as micas [e.g., moscovite - $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$] e os minerais das argilas [e.g., caulinite - $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$].

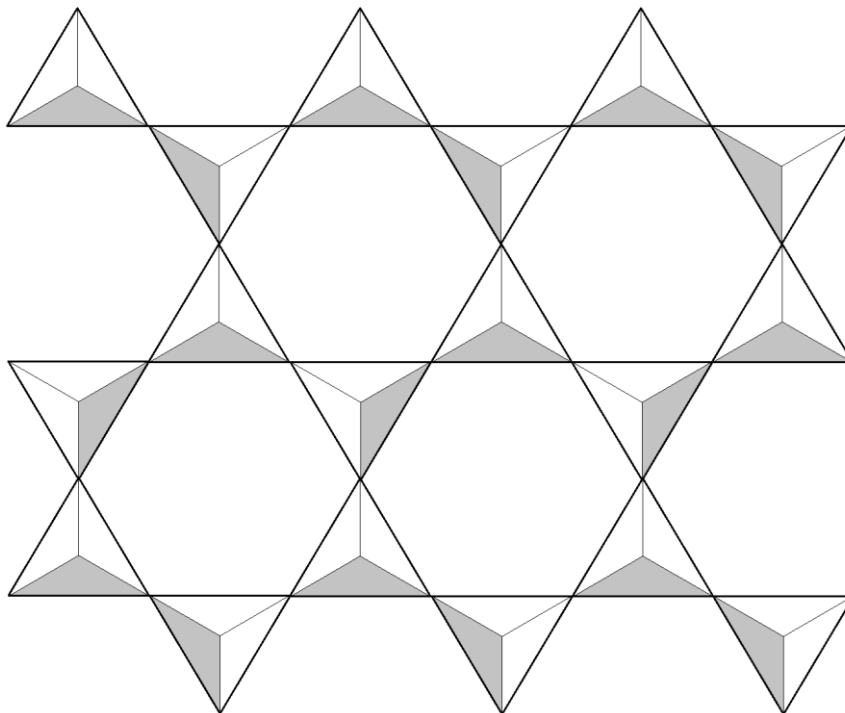


Figura 10 – Representação esquemática de uma folha de tetraedros de sílica.

Tectossilicatos – agrupamento tridimensional de tetraedros de sílica, no qual todos os oxigénios de cada tetraedro estão compartilhados pelos tetraedros vizinhos (Fig. 11). São exemplos de tectossilicatos, minerais como o quartzo (SiO_2) e os feldspatos.

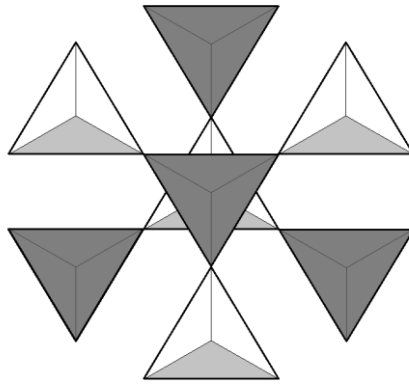


Figura 11 – Representação esquemática de estrutura tridimensional de tetraedros de sílica.

Nos silicatos (exceto nos nesossilicatos, onde é geralmente muito baixa), pode ocorrer substituição entre o Si^{4+} e o Al^{3+} . Esta substituição implica uma compensação de cargas, a qual é efetuada pela fixação de cátions metálicos. No caso dos feldspatos, por exemplo, a razão Al/Si é de 1/3 nos alcalinos (ortóclase – KAlSi_3O_8 e albite – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), aumentando até 2/2 na anortite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

6. Propriedades dos minerais

As propriedades físicas e químicas dos minerais dependem da sua composição química, da sua estrutura cristalina e do tipo e intensidade das ligações químicas que unem entre si as partículas elementares. Estas propriedades são características de cada mineral, permitindo a sua identificação. Entre as propriedades físicas mais utilizadas na classificação expedita de minerais, destacam-se a cor, o brilho, o traço (propriedades óticas), a dureza, a clivagem, a fratura (propriedades mecânicas), a densidade e o hábito.

A **cor** é normalmente a propriedade mais fácil de observar, sendo critério de classificação dos minerais idiocromáticos, aqueles com cor constante e característica. Os minerais de cor variável dizem-se alocromáticos, devendo esta característica a impurezas ou a pequenos defeitos na sua estrutura cristalina.

O **brilho** corresponde ao modo como os minerais refletem a luz incidente. Definem-se dois tipos fundamentais de brilho, metálico e não metálico, mas não existe uma fronteira distinta entre eles. Os minerais com brilho intermédio dizem-se submetálicos. No brilho não metálico distinguem-se diversos tipos de brilho, cuja denominação se refere às substâncias que melhor os exemplificam: adamantino, vítreo, nacarado, gorduroso, sedoso e resinoso.

O **traço** (ou risca) corresponde à cor do mineral quando reduzido a pó fino, obtido sobre uma placa de porcelana não vidrada, no ato de a riscar. A porcelana tem dureza de cerca de 7, pelo que não pode ser usada em minerais de dureza superior. Apesar de a cor de um mineral poder variar, o traço é normalmente constante e, por isso, é particularmente relevante na identificação de minerais.

A **dureza** de um mineral define-se como a resistência que este oferece ao ser riscado ou penetrado por outro. Habitualmente, determina-se recorrendo a uma escala de dureza, a **escala de Mohs**, constituída por dez minerais padrão, ordenados por ordem crescente de dureza relativa:

- 1 Talco
- 2 Gesso
- 3 Calcite
- 4 Fluorite
- 5 Apatite
- 6 Ortóclase
- 7 Quartzo
- 8 Topázio
- 9 Corindo
- 10 Diamante

Por exemplo, se um determinado mineral não se deixa riscar pela fluorite, mas é riscado pela apatite, aceita-se que esse mineral tem dureza 4,5.

Na ausência dos termos que constituem a escala de Mohs, a determinação da dureza relativa de um mineral pode ser efetuada com recurso a objetos simples, atendendo a que a dureza:

- da unha do dedo é 2,5;
- de uma moeda de cobre é 3,5;
- do aço do canivete e do vidro é 5,5;
- do aço da lima é 6,5.

A **clivagem** é a propriedade que certos minerais têm de se fragmentar segundo determinadas direções, as quais espelham superfícies de fraqueza da estrutura cristalina. A caracterização da clivagem tem em conta a sua maior ou menor perfeição e a(s) sua(s) direção(ões) (Fig. 12). Nem todos os minerais apresentam clivagem e em relativamente poucos ela é perfeita, mas nestes ela é um excelente critério de identificação.

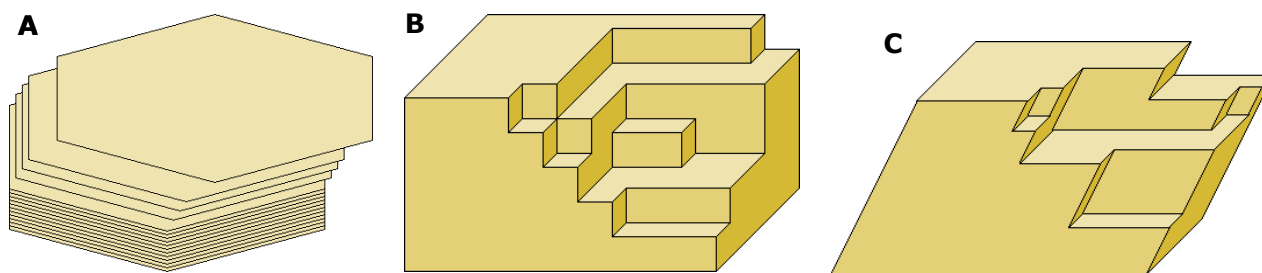


Figura 12 – Representações esquemáticas de diferentes tipos de clivagem: clivagem basal ou laminar (A); clivagem cúbica (B) e clivagem romboédrica (C).

Certos minerais fragmentam-se sem seguirem direções preferenciais. Esta propriedade designa-se por **fratura** e revela que a força das ligações químicas na estrutura cristalina é aproximadamente igual em todas as direções. Entre os principais tipos de fratura, destacam-se a fratura conchoidal (com superfícies côncavas ou convexas, semelhantes às conchas dos bivalves) e a irregular (com superfícies irregulares).

A **densidade** de um mineral depende da natureza dos átomos que o constituem e do arranjo dos mesmos na estrutura cristalina. A densidade absoluta ou massa volúmica corresponde à massa por unidade de volume e é expressa em g/cm^3 . A densidade relativa é uma grandeza adimensional que expressa a razão entre a massa volúmica de determinado mineral e a da água, a 4°C . Como a massa volúmica da água a essa temperatura é de $1,000 \text{ g/cm}^3$, os valores numéricos de densidade absoluta e de densidade relativa são idênticos.

O **hábito** corresponde à forma externa de um cristal ou agregado de cristais de um qualquer mineral, dependendo da respetiva estrutura cristalina e das condições de formação (ou crescimento). Cada mineral tem um ou mais hábitos característicos.

Em geral, minerais formados sem restrições de espaço desenvolverão cristais individuais com faces bem definidas, contudo, o crescimento cristalino é quase sempre interrompido devido à competição pelo espaço no ambiente de cristalização, resultando numa massa de cristais intercrescidos. Por exemplo, o quartzo pode ocorrer sob a forma de prismas hexagonais com extremidades aguçadas (Fig. 13A), mas isso, normalmente, só se verifica quando cristaliza a partir de uma solução hidrotermal numa cavidade rochosa. Quando cristaliza por arrefecimento de um magma, o quartzo ocorre na forma de grãos irregulares, intercalados no seio de uma rocha (e.g., granito).

São conhecidos diversos tipos de hábito, tais como, por exemplo, o cúbico (e.g., pirite – Fig. 13B), o dodecaédrico (e.g., pirite e granadas – Fig. 13C), o fibroso (e.g., crisótilo [Mg₃(Si₂O₅)(OH)₄], principal fonte de amianto – Fig. 13D) e o prismático (e.g., quartzo – Fig. 13A).

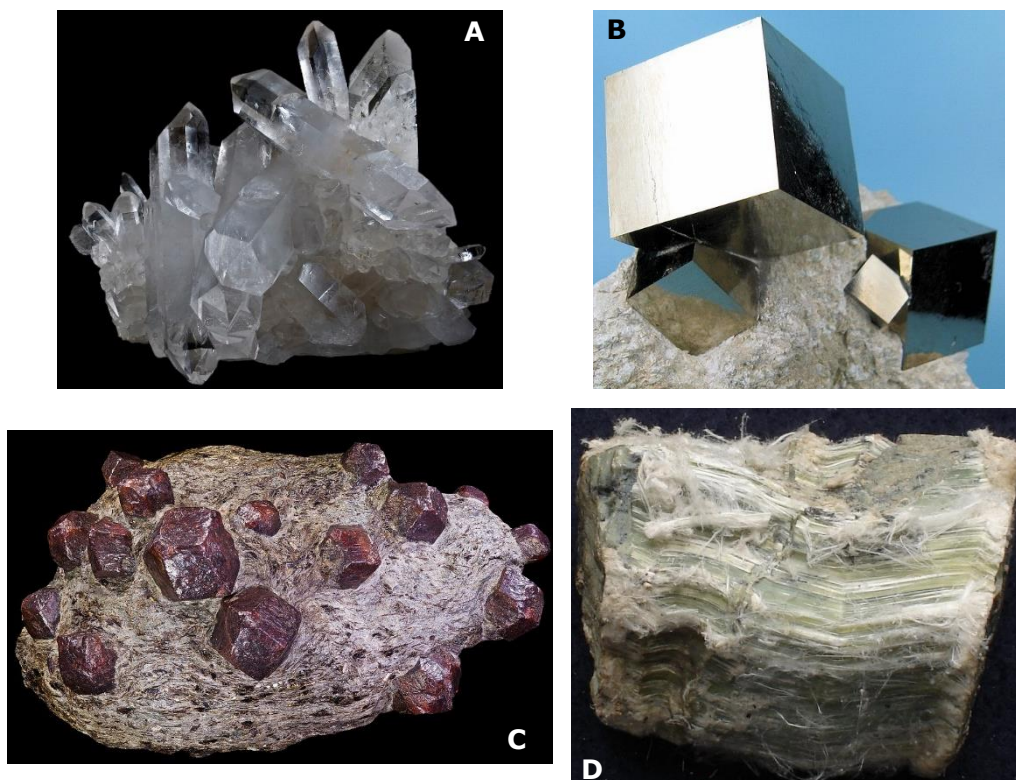


Figura 13 – **A** - Agregado de cristais prismáticos de quartzo (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Quartz_Br%C3%A9sil.jpg#/media/File:Quartz_Brésil.jpg). **B** - Cristais cúbicos de pirite (<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:2780M-pyrite1.jpg#/media/File:2780M-pyrite1.jpg>). **C** - Cristais dodecaédricos de granada (almandina – Fe₃Al₂Si₃O₁₂) (<https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Almandin.jpg#/media/File:Almandin.jpg>). **D** - Hábito fibroso do crisótilo ((https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Chrysotile_1.jpg#/media/File:Chrysotile_1.jpg)).

Para além das propriedades físicas acima referidas, alguns minerais apresentam outras propriedades características. Por exemplo: a halite é facilmente identificada pelo seu sabor salgado; o ouro é s ctil, dúctil e maleável; a grafite   gordurosa ao toque; a magnetite (Fe_3O_4)   fortemente atraída pelo  man; os carbonatos (e.g., calcite), fazem efervescência com ácido clorídrico.

Na Tabela 2, apresentam-se as principais propriedades físicas de alguns minerais de ocorrência comum nas rochas de Portugal.

Tabela 2 – Descrição das principais propriedades físicas de minerais que ocorrem em Portugal.

Mineral	Cor	Brilho	Traço	Dureza	Clivagem/Fratura	Densidade
Anfíbolas	Branco, cinzento, verde, castanho, preto	Vítreo	Incolor	5-6	Clivagem prismática	2,9-3,6
Apatite	Verde, azul, violeta, incolor	Vítreo, resinoso	Incolor	5	Clivagem basal imperfeita	3,2
Arsenopirite	Branco de estanho	Metálico	Preto	5,5-6	Clivagem prismática	6,1
Autunite	Amarelo a amarelo-esverdeado	Nacarado	Amarelo	2-2,5	Clivagem basal perfeita	3,2
Biotite	Castanho a negro	Nacarado	Incolor	2,5-3	Clivagem basal perfeita	2,8-3,2
Calcite	Incolor, branco, amarelo, castanho	Vítreo	Incolor	3	Clivagem romboédrica perfeita	2,7
Calcopirite	Amarelo de latão, dourado	Metálico	Negro esverdeado	3,5-4	Fratura irregular	4,1-4,3
Dolomite	Branco, rosado, cinzento, incolor	Vítreo, nacarado	Incolor	3,5-4	Clivagem romboédrica perfeita	2,8-2,9
Fluorite	Verde, azul, violeta, amarelo, incolor	Vítreo	Incolor	4	Clivagem octaédrica perfeita	3,2
Galena	Cinzento de chumbo	Metálico	Cinzento de chumbo	2,5	Clivagem cúbica perfeita	7.4-7.6
Gesso	Incolor, branco, cinzento	Vítreo	Incolor	2	Clivagem pinacoidal perfeita	2,3
Granadas	Vermelho, castanho, amarelo, branco, verde, preto	Vítreo	Incolor	6,5-7,5	Fratura irregular	3,5-4,3
Halite	Incolor ou branco	Gorduroso	Incolor	2,5	Clivagem cúbica perfeita	2,2
Hematite	Cinzento a negro. Avermelhado a cor de ferro	Metálico	Vermelho a acastanhado	5,5-6,5	Fratura conchoidal	5,2
Ilmenite	Negro de ferro a castanho-escuro	Metálico	Preto a vermelho acastanhado	5,5-6	Fratura irregular	4,7
Magnetite	Negro de ferro	Metálico	Preto	6	Fratura irregular	5,2
Moscovite	Branco, amarelado a esverdeado	Nacarado	Incolor	2-2,5	Clivagem basal perfeita	2,8-2,9
Nefelina	Incolor, branco, amarelado, cinzento, esverdeado, avermelhado	Vítreo a gorduroso	Incolor	5,5-6	Clivagem	2,6-2,7
Olivinas	Verde	Resinoso, vítreo	Incolor	6,5-7	Fratura conchoidal	3,3-4,4
Ortóclase	Incolor, branco, róseo, cinzento	Vítreo	Incolor	6	Clivagem em 2 direções perpendiculares	2,6
Pirite	Amarelo de latão	Metálico	Negro (esverdeado a acastanhado)	6-6,5	Fratura conchoidal	5
Piroxenas	Branco, amarelo, rosa, verde, castanho, preto	Vítreo	Incolor	5-7	Clivagem prismática	3,1-3,6
Plagióclases	Incolor, branco, azulado, esverdeado	Nacarado	Incolor	6	Clivagem em 2 direções perpendiculares	2,6-2,8
Quartzo	Incolor, branco, amarelo, rosa, azul, violeta	Vítreo a gorduroso	Incolor	7	Fratura conchoidal	2,7
Volframite	Castanho-escuro a preto	Submetálico	Negro a castanho chocolate	5-5,5	Clivagem pinacoidal perfeita	7,1-7,5

Bibliografia

- Earle, S. (2019). *Physical Geology* (2nd Edition). BCcampus. <https://opentextbc.ca/physicalgeology2ed/>
- Galopim de Carvalho, A. M. (2000). *Introdução ao estudo dos minerais*. Âncora.
- Goetzinger, J. & Jordan, T. (2010). *Understanding Earth* (6th ed.). Freeman.
- Klein, C. & Hurlbut, C. (1999). *Manual of Mineralogy (after James D. Dana)* (21st ed., revised). Wiley.
- Nelson, S. (2015). Minerals. *Physical Geology – Lecture Notes*. Tulane University. <https://www2.tulane.edu/~sanelson/eens1110/minerals.htm>
- Plummer, C. C., Carlson, D. H., & Hammersley, D. (2016). *Physical Geology* (15th ed.). McGraw-Hill.
- Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física* (8^{va} ed.) (AMR Traducciones Científicas, Trad.). Pearson. (Obra original publicada em 2004).