

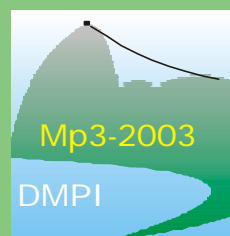
Mineralogia e petrologia para iniciantes



Apostila didática para a Disciplina
Mineralogia e Petrografia



Akihisa Motoki



Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea
Edição 2003

Sumário

1. Mineralogia

1.1. Assuntos fundamentais

- 1.1.1. Corpo geológico, rocha e mineral 1
- 1.1.2. Sistema cristalino de minerais 2

1.2. Propriedades físicas de minerais

- 1.2.1. Clivagem e fratura 4
- 1.2.2. Dureza 6
- 1.2.3. Tenacidade 6
- 1.2.4. Peso específico 7
- 1.2.5. Diafaneidade 9
- 1.2.6. Brilho 10
- 1.2.7. Cor macroscópica 11
- 1.2.8. Cor de traço 12
- 1.2.9. Propriedades multicolores 13
- 1.2.10. Luminescência 14
- 1.2.11. Refração 16
- 1.2.12. Birrefringência 17
- 1.2.13. Piezoelectricidade 18
- 1.2.14. Magnetismo 18

1. Mineralogia

1.1. Assuntos fundamentais

A superfície da Terra é geralmente coberta pelo solo. Abaixo do solo, existe a parte sólida composta principalmente de materiais silicáticos. De acordo com o tamanho e propriedades, esses materiais são classificados em: 1) corpo geológico; 2) rocha; 3) mineral. Corpos geológicos são unidades que compõem a crosta, com tamanho variando de menos de 1 m até mais de 10 km, sendo estudados normalmente por meio de trabalhos de campo. O estudo de corpos geológicos é denominado geologia (stricto sensu). Rochas são materiais constituintes dos corpos geológicos, sendo tratadas em tamanho de amostras de mão, cerca de 10 cm e, estudadas em laboratórios. Muitos corpos geológicos são constituídos por um tipo de rocha, porém, existem corpos compostos de diversas rochas. As rochas são normalmente materiais heterogêneos, sendo compostas de várias fases. Cada fase é quimicamente homogênea, sendo denominada mineral. O tamanho dos minerais varia de micrométrico até centimétrico (Tab. 1.1; Fig. 1.1). Os estudos específicos de rochas e de minerais são chamados respectivamente de petrologia e mineralogia.

1.1.1. Corpo geológico, rocha e mineral

Na maioria das publicações de caráter não científico, o corpo, a rocha e o mineral não são especificados, sendo chamados coletivamente de pedra. Além disso, a palavra mineral é utilizada frequentemente para representar recursos naturais subterrâneos ou materiais inorgânicos gerais. A expressão minério corresponde a determinado tipo de minerais com valor econômico, sobretudo de metais pesados, tais como minério de ferro, minério de ouro, etc. Cientificamente, o termo mineral corresponde aos materiais inorgânicos que possuem estrutura cristalina ordenada e composição química homogênea.

Os estudos de minerais, sobre sua gênese, modo de ocorrência, propriedades físicas e químicas, classificação, etc., são denominados mineralogia. A mineralogia é intimamente relacionada à geologia, química inorgânica e físico-química. Na maioria dos casos, minerais são definidos pela estrutura cristalina, e não, pela composição química. Portanto, o estudo da forma e estrutura de cristais, denominada de cristalografia, é um ramo muito importante da mineralogia. Os minerais que aparentemente não possuem forma cristalina na escala visível, têm a rede cristalina na escala de configuração atômica. Existem também alguns poucos minerais que realmente não possuem estrutura cristalina, sendo compostos de vidro ou agregado de colóide. Esses são denominados de minerais amorfos ou mineralóides. A opala é um exemplo popular de mineral amorfo.

A identificação dos minerais é realizada por meios físicos, químicos e cristalográficos. Os meios físicos são tradicionais, sendo simples, rápidos e de baixo custo. Os meios químicos

Tabela 1.1. Diferença corpo geológico, rocha e mineral.

Unidade	Tamanho exemplar	Modo geral de ocorrência	Estudo	Metodologia do estudo
Corpo	1m - 10 km	composto de uma ou mais rochas	geologia	trabalhos de campo
Rocha	2 cm - 20 cm	composta de mais de um mineral	petrologia	estudo no laboratório
Mineral	1 μ - 10 mm	cristal, homogêneo	mineralogia	estudo no laboratório

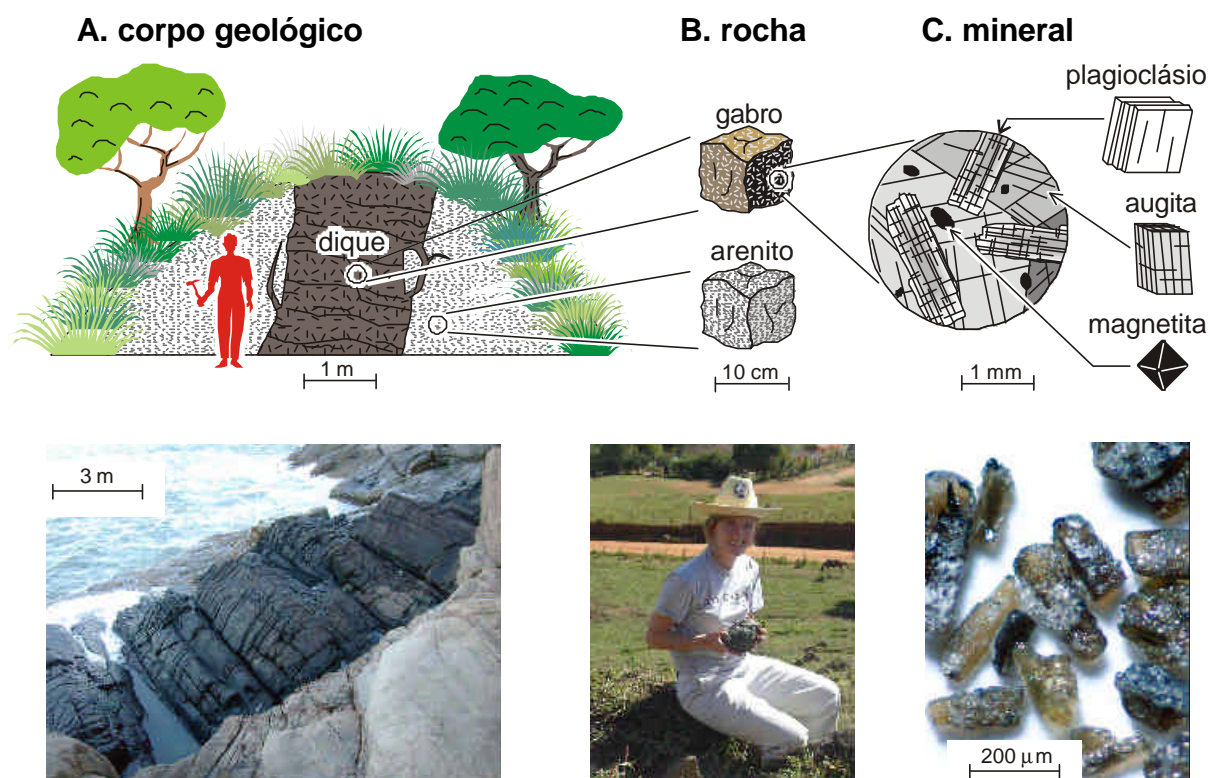


Fig. 1.1. Ilustração esquemáticas e fotografia de: (A) corpo geológico, dique de gabro, Cabo Frio - RJ; (B) rocha, granada anfibolito, Aiuruoca - MG; (C) mineral, bronzita, Vulcão Lautaro, Patagônia, Chile.

são de custo mais alto, sendo aplicados para obter informações detalhadas como no caso de minerais de solução-sólida, isto é, a variação química dentro da mesma estrutura cristalina. Os meios cristalográficos com o auxílio de difratometria de Raios-X são de maior precisão e confiabilidade, sendo úteis para certos grupos de minerais, como argilas e zeólitas.

1.1.2. Sistema cristalino de minerais

Os minerais ocorrem geralmente na forma cristalizada. Todos os materiais cristalizados possuem arranjo tridimensional ordenado e regular dos átomos ou íons constituintes, formando retículos atômicos e iônicos (Fig. 1.2). Conforme o arranjo ordenado, cada cristal apresenta planos de cristalização específicos. Os minerais que possuem forma externa definida pelos próprios planos de cristalização são denominados minerais idiomórficos. Estes podem mostrar várias formas e hábitos, mesmo assim, os ângulos entre os planos de cristalização são constantes (Fig. 1.3). Este fenômeno é denominado lei de constância de ângulos interfaciais. Através da medida dos ângulos interfaciais, pode-se especificar os tipos de minerais examinados.

Por outro lado, cada cristal possui intervalos atômicos ou iônicos específicos. Estes intervalos são medidos com o auxílio de difratometria de raios-X (Fig. 1.4). Este aparelho determina a estrutura cristalina de minerais pulverizados ou monocristais, sendo diferente da fluorescência de raios-X, utilizada para análises químicas. Estudos detalhados de difratometria de raios-X podem determinar forma e tamanho da cela unitária dos retículos atômico ou iônico, isto é, comprimentos das arestas, representados por a_0 , b_0 e c_0 , e ângulo entre elas, α , β , γ . O ângulo

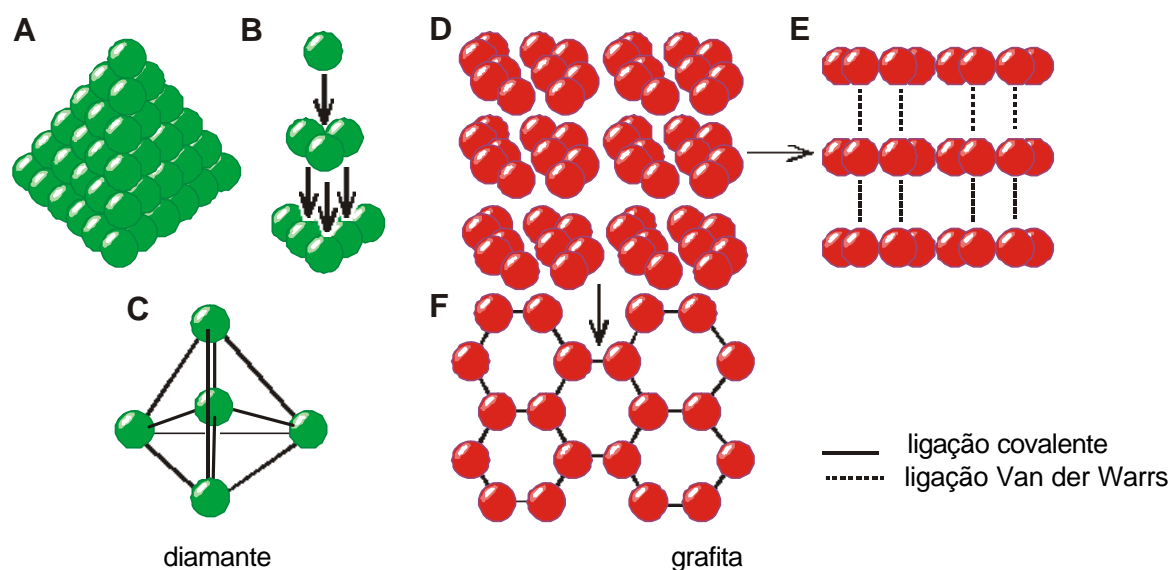


Fig. 1.2. Ilustração esquemática de estrutura cristalina de diamante (A, B, C) e grafita (D, E, F). As distâncias entre os átomos de carbono expressas em C e F são exageradas em relação ao raio atômico.

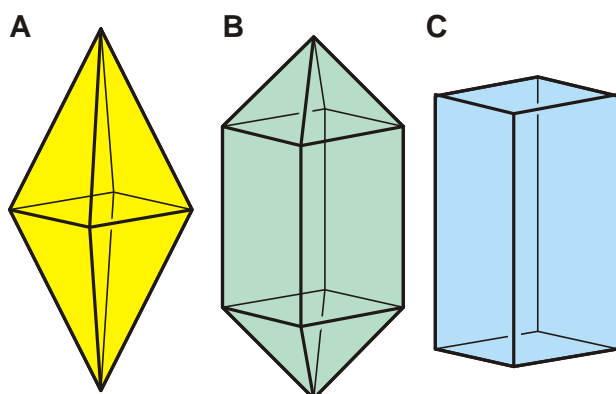


Fig. 1.3. Ilustração esquemática de três hábitos cristali- nos de zircão: A) bi-piramidal; B) plismático bi-piramidal; C) prismático.



Fig. 1.4. Difrátômetro Raios-x de quatro eixos para análises monocristais da Universidade de Hirosaki, Japão.

entre as arestas a_0 e b_0 é chamado de γ ; o ângulo entre b_0 e c_0 , de α ; o ângulo entre c_0 e a_0 , de β . Estes parâmetros são chamados de parâmetros cristalográficos.

Conforme a simetria dos parâmetros cristalográficos, os minerais são classificados em 6 sistemas: 1) isotrópico, $a_0=b_0=c_0$, $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$, como por exemplo pirita; 2) tetragonal, $a_0=b_0 \neq c_0$, $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$, zircão; 3) ortorrômboico, $a_0 \neq b_0 \neq c_0$, $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$, ortopiroxênio; 4) monoclinico, $a_0 \neq b_0 \neq c_0$, $\alpha=\gamma=90^\circ \neq \beta$; clinopiroxênio; 5) triclinico, $a \neq b \neq c$, $\alpha \neq \beta \neq \gamma$; plagioclásio; 6) hexagonal, $a_0=b_0 \neq c_0$, $\alpha=\beta=90^\circ$, $\gamma=120^\circ$, quartzo (Tab. 1.2; Fig. 1.5).

Tabela 1.2. Seis sistemas cristalográficos de minerais.

Sistema	Simetria	Forma exemplar	Exemplos
Isotrópico	$a_0=b_0=c_0, \mathbf{a}=\mathbf{b}=\mathbf{g}=90^\circ$,	cúbica	pirita, diamante, granada
Tetragonal	$a_0=b_0 \neq c_0, \mathbf{a}=\mathbf{b}=\mathbf{g}=90^\circ$	coluna quadrada	zircão, rutilo
Ortorrômico	$a_0 \neq b_0 \neq c_0, \mathbf{a}=\mathbf{b}=\mathbf{g}=90^\circ$	paralelepípedo	olivina, ortopiroxênio
Monoclínico	$a_0 \neq b_0 \neq c_0, \mathbf{a}=\mathbf{g}=90^\circ \neq \mathbf{b}$	paralelepípedo inclinado	clinopiroxênio, ortoclásio
Triclínico	$a \neq b \neq c, \mathbf{a} \neq \mathbf{b} \neq \mathbf{g}$	paralelepípedo paralelogonal	plagioclásio
Hexagonal	$a_0 \neq c_0, \mathbf{a}=\mathbf{b}=90^\circ, \mathbf{g}=120^\circ$,	coluna hexagonal	quartzo, coríndon, biotita

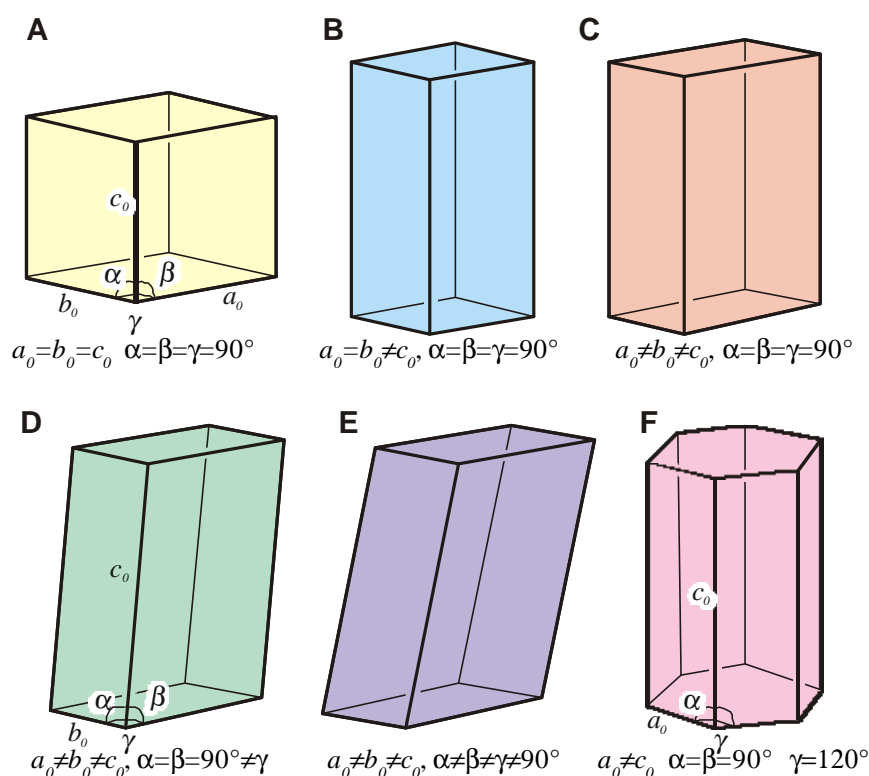


Fig. 1.5. Ilustração esquemática de forma fundamental dos seis sistemas cristalinas: A) isotrópico; B) tetragonal; C) ortorrômico; D) monoclínico; E) triclínico; F) hexagonal.

1.2. Propriedades físicas de minerais

Cada mineral possui suas propriedades físicas específicas, tais como forma, cor, brilho, fratura, dureza, etc. As propriedades físicas podem ser examinadas com auxílio de instrumentos simples e de baixo custo, tais como lupa, canivete, agulha, etc. Desta forma, são importantes para a identificação rápida de minerais.

1.2.1. Clivagem e fratura

Quando minerais são submetidos a uma força externa destrutiva, como um forte impacto por um martelo, estes se rompem. Existem várias maneiras de rompimento físico, ou seja desintegração mecânica, no qual, clivagem, partição e fratura são típicos.

Tabela 1.3. Clivagens e fraturas.

Clivagem	Forma exemplar	Desenvolvimento	Exemplos
um plano	quebrar-se em folhas	alto	micas, grafita, clorita
		baixo	diamante
dois planos	quebrar-se em colunas	alto	piroxênios, anfibólios
		baixo	olivina
três planos	quebrar-se em pedaços angulosos	alto	plagioclásio, calcita
		baixo	
Sem clivagem	fratura conchoidal	-	quartzo

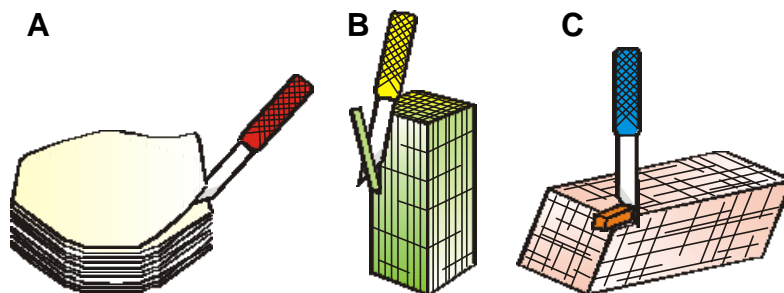


Fig. 1.6. Ilustração esquemática de clivagem desenvolvida em: A) uma direção de muscovita; B) duas direções de ortopiroxênio; C) três direções de calcita.

Certos minerais se rompem sempre ao longo de determinadas superfícies planas paralelas. Tal tipo é denominado de clivagem (Fig. 1.6). As micas e grafita possuem um plano de clivagem desenvolvida em uma direção, rompendo-se na forma de placas. Piroxênios e anfibólios possuem clivagem desenvolvida em duas direções, rompendo-se na forma colunar. A halita (NaCl; sal comum) possui clivagem muito destacada em três direções, rompendo-se na forma cúbica. O berilo e apatita também têm clivagem, porém, são menos desenvolvidas (Tab. 1.3). Clivagem é originada da estrutura cristalina do mineral, ou seja, a configuração ou coordenação de átomos ou íons. Portanto, o mineral se rompe sempre segundo direções paralelas aos planos de configuração atômica, sendo obviamente paralelas aos planos de cristalização. Existem minerais, tal como quartzo, que possuem planos de cristalização bem desenvolvidos, porém não acompanhados por clivagem (Fig. 1.7).

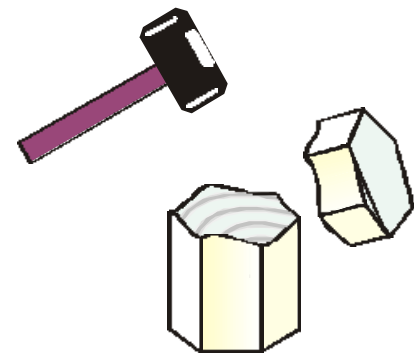


Fig. 1.7. Ilustração esquemática de faces cristalinas hexagonais e fratura conchoidal de quartzo.

Existem minerais que se rompem na direção não sendo paralela aos planos do cristal. O plano de rompimento deste tipo não é reto. Tal modo é denominado de fratura. São conhecidas descritivamente algumas formas de fratura.

- 1) Fratura conchoidal: fratura mais comum, com superfícies lisas e curvadas de modo semelhante à superfície interna de uma concha. Este tipo é observado comumente em quartzo e vidro.
- 2) Fratura acicular: rompimento na forma de agulhas ou fibras finas.
- 3) Fratura serrilhada: rompimento segundo uma superfície de forma dentada, irregular, com bordas angulosas.
- 4) Fratura irregular: rompimento formado por superfícies rugosas e irregulares.

Tabela 1.4. Escala de dureza relativa de risco, definida por Mohs.

Dureza	Padrão	Composição química	Observações
1	talco	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	Risca-se com unha.
2	gipsita	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Risca-se com plástico comum e prego.
3	calcita	$CaCO_3$	Risca-se com prego e canivete de aço.
4	fluorita	CaF_2	Risca-se com lima de aço e vidro de quartzo
5	apatita	$Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$	Material constituinte de ossos de animais.
6	ortoclásio	$KAlSi_3O_8$	Não se risca com prego. Dureza do vidro comum.
7	quartzo	SiO_2	Não se risca com canivete de aço e vidro comum.
8	topázio	$Al_2SiO_4(OH,F)_2$	Não se risca com lima de aço.
9	coríndon	Al_2O_3	Material correspondente a abrasivo “alundum”.
10	diamante	C	Nenhum material pode riscar o diamante.

1.2.2. Dureza

A dureza no sentido mineralógico corresponde a um parâmetro de resistência mecânica da superfície dos minerais. Quanto maior for força de interligação entre os átomos constituintes, tanto maior será a dureza. A dureza do mineral é definida através de ensaios de risco entre dois minerais, isto é, quando a superfície de um mineral é riscada por um outro mineral ou não (Fig. 1.8). Em 1832, Mohs apresentou uma escala com 10 minerais padrões, denominada de escala Mohs (Tab. 1.4).



Fig. 1.8. Exame de dureza relativa de risco.

O talco, padrão mineral de dureza 1, é facilmente riscado pela unha, porém o gipso, dureza 2, não é muito fácil de ser riscado pela unha. A calcita, padrão de dureza 3, é facilmente riscada por prego, porém, o ortoclásio, de dureza 6, não é riscado. O quartzo, padrão de dureza 7, não é riscado mesmo por canivete de aço. Calcário e mármore são compostos quase totalmente de minerais carbonatos, cuja dureza é baixa (dureza 3), portanto, essas rochas podem ser cortadas por serras de aço. Por outro lado, rochas graníticas (de sentido comercial), que contêm minerais de alta dureza, tais como quartzo (dureza 7) e feldspato potássico (dureza 6), precisam de serras diamantadas para corte. Nota-se que todas as rochas holocristalinas de granulometria grossa, que não são mármore, são chamadas comercialmente de “granito”. O rubi e a safira são minerais da espécie do coríndon. Por causa da sua alta dureza (dureza 9), o custo de lapidação é alto. O diamante (dureza 10) é constituído por firme rede tetraédrica de carbono, que não pode ser riscado por nenhum outro mineral. O único material que pode lapidar diamante é o próprio diamante.

1.2.3. Tenacidade

A tenacidade corresponde ao comportamento da deformação diante de força externa. Este exame é simples, fácil e de baixo custo, necessitando-se apenas uma agulha. Ouro (Au), pirita (FeS_2) e calcopirita ($CuFeS_2$) possuem cor amarela e brilho metálico, sendo de aparência similar. Entretanto, são facilmente identificados por meio da tenacidade: ouro se deforma

plasticamente, pirita não se deforma nem se risca, e calcopirita quebra com facilidade. São utilizadas as seguintes expressões descritivas (Tab. 1.5).

Tabela 1.5. Tenacidade e força de ligação.

Tenacidade	Força de ligação	Exemplos
Frágil	Van der Waars	calcopirita, argila, clorita
Maleável	metálica	ouro nativo, prata nativa
Séctil	metálica	ouro nativo, prata nativa
Dúctil	metálica	ouro nativo, prata nativa
Séctil	metálica	ouro nativo, prata nativa
Elástico	iónica, covalente	quartzo, coríndon, biotita

- 1) Frágil: o mineral é rompido ou pulverizado facilmente por pequenos esforços. Calcopirita e minerais de argila são exemplos.
- 2) Maleável: o mineral é estendido por uma força compressiva, transformando-se em uma lâmina fina ou folha por meio de deformação plástica permanente. Elementos nativos do grupo do cobre (platina, ouro, prata e cobre) possuem esta propriedade.
- 3) Séctil: o mineral é cortado por faca ou canivete em folhas finas. Os elementos nativos do grupo o cobre têm esta propriedade.
- 4) Dúctil: o mineral é extraído e alongado por uma força distensional formando fios, por deformação plástica. Elementos nativos do grupo do cobre têm esta propriedade.
- 5) Flexível: diante de um esforço, o mineral se deforma plasticamente, e não retoma a sua forma original mesmo após a retirada do esforço. Elementos nativos do grupo do cobre têm esta propriedade.
- 6) Elástico: diante de um esforço, o mineral se deforma, porém, retoma a sua forma original após a retirada do esforço. Quase todos os minerais demonstram esta propriedade diante esforço pequeno.

1.2.4. Peso específico

O peso específico (ρ , g/cm³), ou seja, densidade relativa de cada mineral depende da sua composição química e estrutura cristalina. Minerais metálicos de elementos nativos, tais como ouro nativo (Au; $\rho = 19.3$ g/cm³) e prata nativa (Ag; 11.1), possuem peso específico muito alto. Minerais metálicos de óxidos, como hematita (Fe₂O₃; 5.26), e sulfetos, como calcopirita (FeCuS₂; 4.3), pirita (FeS₂; 5.10) e galena (PbS; 7.6), também são de alta densidade, porém, inferiores aos dos metais nativos. Por outro lado, minerais não metálicos, tais como quartzo (SiO₂; 2.65), possuem peso específico pequeno. O alto peso específico dos minerais metálicos é devido à presença dos elementos de metais pesados na estrutura cristalina.

Minerais compostos de silicatos são não metálicos, sendo comumente encontrados na crosta terrestre. São subdivididos quimicamente em duas categorias: os minerais máficos, com relativamente alto teor de ferro e magnésio além da sílica, e os minerais félsicos, com baixo teor desses elementos. Minerais máficos são compostos principalmente de SiO₂, MgO, FeO e Fe₂O₃,

Tabela 1.6. Relação geral entre peso específico e composição de minerais.

Grupo	Densidade	Composição química	Exemplos
Leve	< 2.9	silicatos félsicos	quartzo, ortoclásio, plagioclásio
Pouco pesado	2.9~3.4	silicatos máficos	anfíbólios, ortopiroxênio, clinopiroxênio
Pesado	4~ 8	óxidos e sulfetos de metal	magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita
Muito pesado	>8	elementos nativos metálicos	ouro nativo, prata nativo, platina nativo



Fig. 1.9. Cinza vulcânica emitida durante uma erupção recente do Vulcão Lautaro, Chile, encontrado na superfície da Glaciar O'Higgins e, os minerais constituintes leves, A) quartzo; B) plagioclásio e; minerais pesdos C) hornblenda, D) bronzita.



Fig. 1.10. Concentração de minerais pesados por meio de uma batéia mecânica.

e são incluídos comumente em rochas basálticas que constituem crosta oceânica. Esses são relativamente densos, com peso específico na faixa de 2.9 a 3.4, porém, são menos densos do que os minerais metálicos. Minerais félsicos, compostos principalmente por SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , encontrados freqüentemente em rochas constituintes da crosta continental. Estes são menos densos, na faixa de 2.65 a 2.75 (Tab. 1.6; Fig. 1.9).

Os minerais com alto valor econômico, tais como minerais metálicos e diamante (não metálico, $\rho=3.515$), tendem a serem densos. Aproveitando esta característica, pode-se concentrar minerais com alto valor econômico (densos) por meio de processos mecânicos, denominados de seleção gravitacional. Seleção gravitacional é eficiente e de baixo custo, especialmente para elementos nativos. A concentração na batéia mecânica é um exemplo (Fig. 1.10), sendo aplicado em prospecção mineral.

O diamante e a grafita possuem a mesma composição química, carbono puro (C), porém sua estrutura cristalina é diferente. Diamante tem ligação atômica tridimensional de forma tetraédrica, denominada de estrutura de diamante, que é muito mais compacta do que a de grafita, constituída pela estrutura de acúmulo de placas hexagonais (Fig. 1.2). Por isso, o peso específico

de diamante (3.515) é muito maior do que de grafita (2.23). O diamante é um mineral do manto terrestre, e sua estrutura compacta é devido à pressão no manto. Por outro lado, a estrutura cristalina de grafita, que é um mineral da crosta terrestre, é própria para baixa pressão.

O peso específico de um objeto é calculado pela fórmula do peso dividido pelo volume. Na prática, o peso corresponde ao peso do mineral medido no ar, e o volume à diferença entre o peso no ar e na água.

$$\rho = W_{\text{ar}} / \text{volume} = W_{\text{ar}} / (W_{\text{ar}} - W_{\text{água}})$$

ρ : peso específico W_{ar} : peso no ar $W_{\text{água}}$: peso na água

A balança de Jolly é um instrumento muito simples e de baixo custo para medir peso específico de minerais. A precisão da medida é, no máximo, de duas casas decimais. Um instrumento mais eficiente é o picnômetro, que é uma garrafa de volume interno bem definido. Apesar da simplicidade, este instrumento é de alta precisão, permitindo mais de quatro casas decimais.

1.2.5. Diafaneidade

A diafaneidade é o grau de transmissão de luz dentro do mineral, ou seja, o grau de transparência. De acordo com a diafaneidade macroscópica, minerais são divididos em três categorias: 1) transparentes, 2) translúcidos, e 3) opacos (Tab. 1.7). Os minerais transparentes são aqueles que transmitem raio de luz muito bem, como quartzo. Os objetos colocados atrás de minerais transparentes podem ser vistos a olho nu através deles. Os minerais translúcidos também transmitem a luz, mas não muito, como feldspatos. Desta forma, os objetos colocados atrás deles não podem ser vistos. Os minerais opacos não transmitem a luz, como magnetita.

Além da classificação macroscópica, existe uma outra classificação sob ponto de vista de observação das lâminas delgadas ao microscópio petrográfico. A lâmina delgada é um filme fino de rocha ou mineral com 30µm de espessura (Fig. 1.11). De acordo com a diafaneidade das lâminas delgadas, os minerais são classificados em: 1) incolores, 2) coloridos e 3) opacos.

Os minerais incolores são transparentes às lâminas delgadas. Geralmente, minerais transparentes e translúcidos da classificação macroscópica se encaixam nesta categoria. A maioria dos minerais félsicos, tais como quartzo (SiO₂) e feldspatos (KAlSi₃O₈ - NaAlSi₃O₈ - CaAl₂Si₂O₈, etc.), possuem esta propriedade.

Os minerais coloridos possuem cor nas lâminas delgadas. Muitos desses são macroscopicamente pretos, sendo classificados como opacos na diafaneidade macroscópica. A

Tabela 1.7. Diafaneidade macroscópica e microscópica de minerais.

Diafaneidade macroscópica		
Categoria	Composição química típica	Exemplos
Transparente	silicatos félsicos	quartzo
Translúcido	silicatos félsicos	feldspatos
Opaco	silicatos máficos, óxidos e opacos	magnetita, ilmenita, pirita
Diafaneidade microscópica		
Categoria	Composição química típica	Exemplos
Incolor	silicatos félsicos	quartzo, feldspato potássico, plagioclásio
Colorido	silicatos máficos	biotita, anfibólio, piroxênios, olivina
Opaco	óxidos e sulfetos	magnetita, ilmenita, pirita

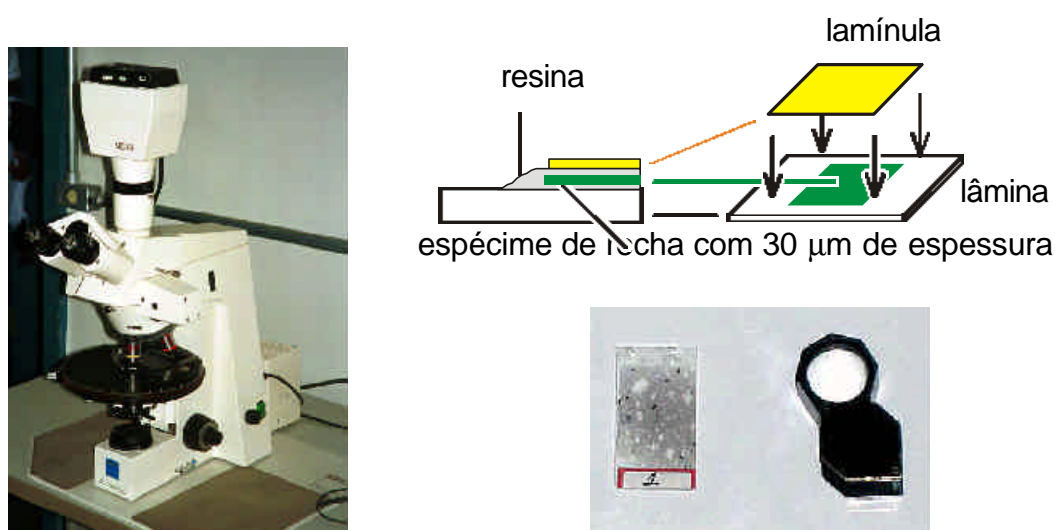


Fig. 1.11. Microscópio petrográfico da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (A) e lâmina delgada de dacito adakítico do Vulcão Lautaro, Chile (B).

Tabela 1.8 - Tipos de brilho e suas características

Tipo	Diafaneidade	Reflexão	Transmissão	Característica	Exemplos
Metálico	opaca	muito forte	não há	forte reflexão	galena, pirita, calcopirita
Submetálico	opaca	forte	não há		columbita, wolframita
Adamantino	transparente	não há	alta	jogo de cores	diamante, zircão, coríndon
Vítreo	transparente	não há	alta		quartzo, calcita
Resinoso	translúcida	fraca	relativamente alta		esfalerita, opala
Gorduroso	translúcida	forte	relativamente baixa		nefelina
Nacarado	quase opaca	muito fraca	baixa	clivagem planar	talco, apofilita, brucita
Sedoso	quase opaca	muito fraca	baixa	hábito fibroso	gipso, malaquita, serpentina

maioria dos minerais máficos, tais como olivina ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$) e piroxênios ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, etc.) tem esta propriedade. Os minerais opacos, neste caso, não transmitem luz mesmo nas lâminas delgadas. Normalmente esses são minerais metálicos, isto é, óxidos, hidróxidos ou sulfetos de metais pesados, tais como magnetita (Fe_3O_4), ilmenita (FeTiO_3), pirita (FeS_2), que têm brilho metálico na superfície.

1.2.6. Brilho

O brilho é a aparência geral na superfície dos minerais à luz refletida. Esta propriedade é fácil de ser observada à olho nu ou à lupa. As expressões mais utilizadas são brilho metálico e não metálico (Tab. 1.8).

O brilho metálico corresponde à aparência brilhante na superfície do mineral que parece ser um metal. Os minerais que possuem brilho metálico são opacos, geralmente sulfetos ou óxidos de metais pesados ou elementos nativos (Fig. 1.12A). Galena (PbS), pirita (FeS), calcopirita (CuFeS_2), molibdenita (MoS_2), hematita (Fe_2O_3), magnetita (Fe_3O_4), ouro nativo (Au) e prata nativa (Ag) são típicos exemplos. O brilho metálico imperfeito, ou seja, brilho submetálico, é observado em minerais metálicos de óxidos e hidróxidos. Columbita (FeNb_2O_6) e wolframita

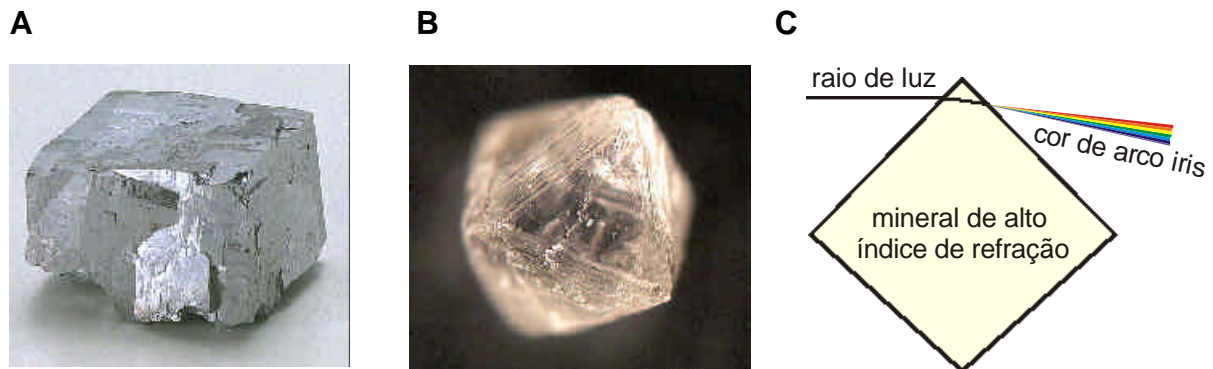


Fig. 1.12. Brilho metálico e o não metálico: A) brilho metálico de galena; B) brilho adamantino de diamante; C) princípio físico de brilho adamantino.

($\text{Ca}_2\text{Fe}_4(\text{WO}_4)_7 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) são exemplos. A esfalerita (ZnS) é um mineral metálico de sulfeto, porém, excepcionalmente não possui brilho metálico, tendo brilho não metálico resinoso ou adamantino.

Todos os outros tipos de brilho são chamados de brilho não metálico. Os minerais com brilho não metálico são geralmente silicatos ou outros minerais não metálicos. Principais minerais constituintes de rochas, tais como quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e olivina, possuem brilho não metálico. Estes minerais transmitem luz, pelo menos em uma pequena proporção. Nas lâminas delgadas, os minerais com brilho metálico são opacos, porém, os que não têm brilho metálico são incolores ou coloridos. São utilizadas as seguintes expressões para brilhos não metálicos:

- 1) Adamantino: brilho característico de minerais transparentes com alto índice de refração, que demonstra relevante jogo de cores (cores de arco-íris) nos vértices (Fig. 1.12B). Os exemplos são diamante, coríndon e zircão. Os minerais com brilho adamantino possuem excelente efeito de lapidação, sendo aproveitados como gemas.
- 2) Vítreo: brilho que se observa em fragmentos de vidro quebrado, sendo característico em minerais transparentes com índice de refração relativamente baixo. O jogo de cores é pouco expressivo. Quartzo é um típico exemplo. O brilho imperfeito deste tipo é denominado de brilho subvítreo. Calcita é um exemplo. Os minerais com brilho subvítreo são mais comumente encontrados.
- 3) Resinoso: aspecto da superfície que lembra a resina, sobretudo de cor amarelo claro, sendo característico de minerais translúcidos, com transmissão de luz relativamente baixa ou com reflexão na superfície relativamente alta. Esfalerita e opala são exemplos.
- 4) Gorduroso: aspecto da superfície parecido com gordura, sendo característico de minerais translúcidos com transmissão de luz relativamente alta ou com reflexão na superfície relativamente baixa. Nefelina é um exemplo.
- 5) Nacarado: aspecto parecido com a superfície de pérola. Esta propriedade é devida a presença de planos de clivagem desenvolvidos. Talco e brucita são os exemplos.
- 6) Sedoso: aspecto similar à seda, sendo característico de minerais de hábito cristalino fibroso, como gipsita, malaquita e serpentina.

1.2.7. Cor macroscópica

A cor macroscópica de minerais, sobretudo os que têm brilho metálico, é um importante meio para identificação. Em muitos casos, a cor macroscópica é relacionada com a composição

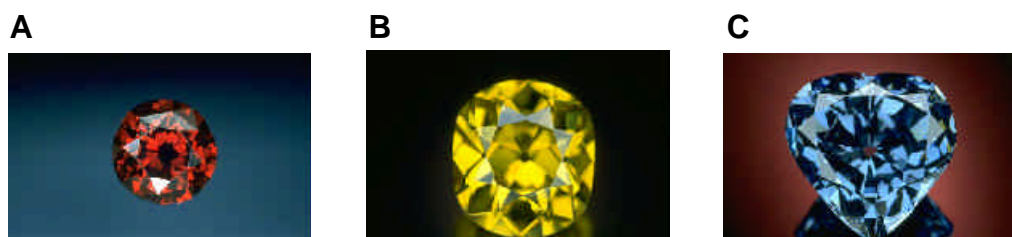


Fig. 1.13. Diamante colorido: A) vermelho; B) amarelo; C) azul.

química do mineral. Como por exemplo, as cores cinza de galena, verde de malaquita, preta de magnetita e rosa de rodonita representam respectivamente as cores típicas do íon de chumbo (Pb^{2+}), cobre (Cu^{2+}), ferro (Fe^{2+}) e manganês (Mn^{2+}). Coríndon, safira e rubi são minerais da mesma espécie, óxido de alumínio (Al_2O_3), sendo diferenciados pela cor macroscópica, respectivamente, incolor, azul e vermelho. Acredita-se que a cor vermelha de rubi é devida a pequena quantidade de cromo (Cr^{2+}) incluído como impureza.

De acordo com a substituição progressiva de zinco (Zn^{2+}) por ferro (Fe^{2+}), a esfalerita (ZnS) muda de cor variando de branco, amarelo, castanho e preto. Da mesma forma, de acordo com a substituição progressiva de Mg^{2+} por Fe^{2+} , a magnesita ($MgCO_3$) muda de cor variando de branco, amarelo e vermelho escuro. Em vários minerais, o íon de ferro (Fe^{2+} e Fe^{3+}) se manifesta como um forte colorante. Tremolita ($Ca_2Mg_5Si_8O_{22}$) é um anfibólio de cor clara, caracterizada por alto teor de CaO e MgO e muito baixo teor de Al_2O_3 e Na_2O .

Conforme a substituição de Mg^{2+} por Fe^{2+} e de $(Mg,Fe)^{2+(VI)}Si^{4+(IV)}$ por $Al^{3+(VI)}Al^{3+(IV)}$, o anfibólio muda de cor macroscópica para verde de actinolita até o preto de hornblenda. A fluorita é um mineral de cores macroscópicas muito diversas, variando de branco, rosa, amarelo, verde e violeta. De acordo com o tipo de impureza metálica, a turmalina apresenta várias cores, como preto de ferro (afrezita) e rosa de lítio (rubelita).

A jaspe é uma variedade criptocristalina de quartzo, e sua cor vermelha é originada da pequena quantidade de hematita incluída. Em muitos casos, os minerais de composição ideal (sem impurezas) são transparentes ou possuem cor branca, e uma pequena quantidade de impurezas, sobretudo metálicas, originam a cor.

Entretanto, existem vários minerais cuja cor é de origem não muito desconhecida. Em certos casos, a deficiência, ou imperfeição na estrutura cristalina é a causa da coloração, tais como certos tipos de diamante (Fig. 1.13), aguamarinha, ametista e topázio.

1.2.8. Cor de traço

A cor de traço aparece quando o mineral a ser examinado é esfregado sobre uma superfície bruta (não polida e não coberta) de uma placa de porcelana (Fig. 1.14), cuja dureza está entre 6 e 7. Desta forma, é aplicável apenas para minerais de baixa dureza. A cor de traço nem sempre é igual à cor macroscópica do mineral examinado, sendo a cor do pó do mineral altamente oxidado.

Por exemplo, a magnetita ($FeO \cdot Fe_2O_3$), a ilmenita ($FeO \cdot TiO_2$) e a specularita (Fe_2O_3) são de cor macroscópica igual, sendo preta. Entretanto, a cor de traço é diferente, sendo respectivamente preto, marrom e vermelho. Portanto, estes são facilmente distinguidos. A Pirita, a calcopirita e o ouro são macroscopicamente amarelos, porém, sua cor de traço é, respectivamente, preto, verde escuro e amarelo. O exame de cor de traço é um método simples e de baixo custo e, é útil para distinguir certos minerais sobretudo os metálicos.

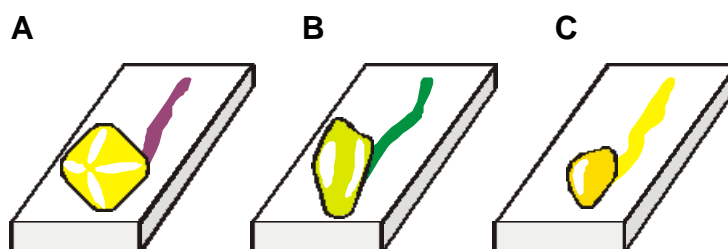


Fig. 1.14. Ilustração esquemática de exame de cor de traço de: A) pirita; B) calcopirita; C) ouro.

A cor de traços de certos minerais não metálicos é muito diferente da cor macroscópica, chamando atenção dos observadores. Como por exemplo, o rubi tem cor macroscópica vermelha, porém a cor de traço é branca e a, sodalita com cor macroscópica azul possui cor de traço branca.

1.2.9. Propriedades multicolores

Determinados minerais demonstram propriedades multicolores, tanto à luz refletida quanto à luz transmitida, tais como jogo de cores, iridescência, opalescência, embaçamento, acatassolamento, pleocroísmo, etc. A maioria dessas expressões é utilizada na gemologia.

O jogo de cores é uma manifestação das cores do arco-íris na superfície, sobretudo nos vértices de minerais transparentes e translúcidos de alto índice de refração. Devido à refração, os vértices dos minerais funcionam como um prisma fotoespectrométrico, separando a luz natural em componentes das cores do arco-íris (Fig. 1.12B; C). Diamante, coríndon e outros minerais com alto índice de refração são exemplos. Certas opalas nobres também têm esta característica. Jogo de cores é a principal característica do brilho adamantino.

Existem alguns minerais que apresentam reflexão multicolor, ou seja, uma variação de cor de luz refletida de acordo com o ângulo de direção de entrada da luz. Este fenômeno é denominado de mudança de cor, sendo observado tipicamente em determinados cristais de labradorita (uma variedade cálcica do plagioclásio, An_{50} a An_{70}).

A iridescência também é uma manifestação das cores do arco-íris, porém, o fenômeno ocorre também na superfície, mas, sobretudo no interior dos minerais. Este termo é utilizado frequentemente para reflexão multicolor interna causada por fraturas, partições ou clivagens de pequena espessura. As cores de arco-íris são originadas da ressonância de luz, com base no princípio do anel de Newton.

A opalescência é a reflexão leitosa ou nacarada que se observa no interior de minerais (Fig. 1.15A). Observa-se em certas amostras de a opala, a pedra da lua e o olho de gato.

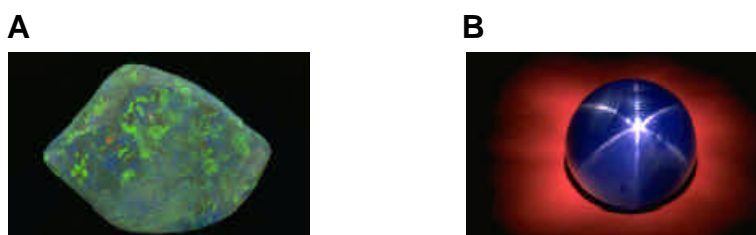


Fig. 1.15. Propriedades multicolores: A) opalescência de opala; B) asterismo de safira.

Quando a cor de reflexão na superfície (geralmente de brilho metálico) é diferente do interior, o fenômeno é chamado de embaçamento. A reflexão interna é originada normalmente da presença de fraturas com pequena espessura dentro do mineral. Observa-se em vários tipos de minérios de cobre, tais como bornita, calcopirita e calcocita. Quando a cor do brilho da superfície é azul, o fenômeno é chamado como embaçamento de aço, sendo observado em columbita (a palavra “aço” não representa a composição química do mineral).

Alguns minerais mostram uma aparência sedosa na superfície devido às pequenas inclusões minerais de forma fibrosa ou fraturas, configurados paralelamente à direção de um plano cristalino. Determinados minerais de agregação fibrosa que são compostos de cristais aciculares finos também apresentam esta propriedade. O fenômeno acima citado é denominado de acatassolamento. Quando os minerais deste tipo são lapidados na forma de cabuchão (elipsóide), observam-se faixas brilhantes finas na direção paralela à agregação dos cristais. O aspecto visual do olho de gato (uma variedade gemológica de crisoberilo, BeAl_2O_4) e o olho de tigre (uma variedade de quartzo, SiO_2), que demonstra um plano de cor clara paralela ao eixo c (direção de alongamento), é um típico exemplo. Em casos extremos, certos tipos de ametista, safira e rubi apresentam faixas brilhantes em seis direções, o fenômeno denominado asterismo (Fig. 1.15B).

Certos minerais demonstram propriedade multicolor à luz transmitida de acordo com a direção relativa entre o raio de luz e o eixo óptico do cristal, o fenômeno denominado pleocroísmo. O pleocroísmo de duas cores é chamado como dicroísmo. As variedades transparentes de turmalina, cordierita e espodumênio apresentam pleocroísmo macroscopicamente visível. A iolita, chamada também como dicroita (uma variedade gemológica de cordierita), é famosa pelo forte dicroísmo. Anfibólio e biotita são macroscopicamente pretos, porém, demonstram pleocroísmo marcante nas lâminas delgadas.

1.2.10. Luminescência

A luminescência corresponde a qualquer tipo de emissão de luz a partir de minerais, que não é originada da incandescência. Geralmente, a intensidade da luminescência é baixa, e portanto, observada apenas no escuro. Existem alguns tipos de luminescência, tais como triboluminescência, termoluminescência, fluorescência e fosforescência (Tab. 1.9).

A triboluminescência corresponde à iluminação do mineral através de fricção, sendo uma forma de transformação de energia mecânica em luz. Este fenômeno é observado quando o mineral é esmagado, riscado ou esfregado. A maioria dos minerais que têm esta propriedade é do tipo não metálico, anidra e com clivagens. Fluorita (CaF_2), esfalerita (ZnS) e lepidolita (mica de lítio, $\text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_5\text{Si}_6\text{O}_{22}$) mostram notável triboluminescência. Pectolita ($\text{CaNaH}(\text{SiO}_3)_3$), ambligonita ($\text{LiAl}(\text{F},\text{OH})\text{PO}_4$), feldspatos (KAlSi_3O_8 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) e calcita (CaCO_3) têm triboluminescência menos expressiva.

A termoluminescência é a emissão de luz por meio do aquecimento dos minerais em baixa temperatura, entre 50 e 475 °C, sendo inferior à temperatura de incandescência. Certos

Tabela 1.9 - Luminescências observadas em minerais

Luminescência	Energia	Fenômeno físico	Minerais exemplares
Triboluminescência	mecânica	transformação da energia	fluorita, esfalerita, lepidolita
Termoluminescência	calor	liberação da energia já acumulada	fluorita, calcita, apatita
Fluorescência	raios excitantes	transformação da energia	fluorita, zircão, scheelita
Fosforescência	raios excitantes	transformação e acumulação da energia	fluorita, willemita, kunzita



Fig. 1.16. Fluorita, que apresenta vários tipos de luminescência

minerais não metálicos e anídras, sobretudo os que contêm elementos alcalinos terrosos, como o cálcio, mostram esta propriedade. A termoluminescência é observada normalmente apenas durante o primeiro aquecimento, e não, no reaquecimento, sendo que não é uma forma de transformação do calor em luz. A energia da luminescência já está presente no mineral, e é liberada através da excitação por leve aquecimento. Por outro lado, a incandescência é realmente uma transformação do calor em luz. O mineral com termoluminescência extinta pode ser recuperado quando é exposta ao raio excitante de alta energia, tais como radiação nuclear e raios-X, isto é, o mineral é recarregado. Fluorita (CaF_2) é um típico mineral termofluorescente. Além disso, calcita (CaCO_3), apatita ($\text{Ca}(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$), escapolita ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl} - \text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_2$), lepidolita ($\text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_5\text{Si}_6\text{O}_{22}$), feldspatos ($\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) e quartzo (SiO_2) mostram leve termofluorescência. Através da comparação da intensidade de radiação nuclear (raio excitante) com a da termoluminescência recuperada, pode-se determinar a idade do último evento térmico (aquecimento) do mineral. Este método aplicado em quartzo e plagioclásio é eficiente para datação (medir a idade da rocha ou mineral) de amostras com idade inferior à algumas dezenas de mil anos, sendo útil para vulcanologia e arqueologia.

A fluorescência é a emissão de luz (ou outros raios eletromagnéticos) que ocorre quando o mineral é exposto aos raios excitantes (raios de alta energia), tais como raio ultravioleta, raios-X, feixe eletrônico e radiação nuclear. A luminescência desaparece imediatamente após a interrupção dos raios excitantes. Este fenômeno corresponde à transformação da energia dos raios excitantes em luz. O comprimento de onda da fluorescência é função de cada mineral e elementos constituintes. O nome deste fenômeno físico é originado da fluorita, que é o melhor exemplo de mineral fluorescente. Através da exposição ao raio ultravioleta, certos minerais mostram fluorescência notável. Mineral-light é um instrumento portátil que gera raio ultravioleta, sendo útil para detectar minerais fluorescentes, tais como fluorita (CaF_2), zircão (ZrSiO_4), scheelita (CaWO_4), e autunita ($\text{Ca}(\text{UO}_4)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Diamante, rubi e calcita apresentam brilhante fluorescência quando expostos ao feixe eletrônico dentro de alto vácuo. Este fenômeno é denominado de luminescência de cátodo. A fluorescência causada por raios-X tem uma característica notável: o comprimento de onda da fluorescência (também raios-X) está de acordo com os elementos constituintes do mineral, e a intensidade é proporcional ao teor dos elementos. O aparelho fluorescência de raios-X, utilizado para análises químicas quantitativas, é baseado neste princípio.

Fosforescência corresponde à luminescência que continua mesmo após a interrupção dos raios excitantes, sendo diferente da fluorescência. O limite não é claramente definido. Fluorita se torna altamente fosforescente após o aquecimento até cerca de 150°C . A cor da fosforescência é variável de acordo com o tipo de mineral, tais como roxo, azul e vermelho. Fluorita com fosforescência de verde esmeralda é denominada de clorofana. Fosforescência é normalmente de baixa intensidade, podendo ser observada somente no escuro, com lupa binocular, após leve aquecimento (não incandescente) das amostras pulverizadas. Certos minerais de carbonato demonstram fosforescência amarela após aquecimento leve. Willemita (Zn_2SiO_4), kunzita (uma variedade gemológica do espodumênio, $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) e diamante (C) apresentam fosforescência

através de exposição a raios-X e radiação nuclear. O diamante mostra fosforescência, também, após exposição ao Sol. Ao longo do tempo, a fosforescência do diamante se torna azul devido à rápida queda de intensidade da parte de cor vermelha.

1.2.11. Refração

A velocidade de luz no vácuo é cerca de 300.000km/seg., entretanto a velocidade dentro dos minerais é mais baixa. Quando o raio de luz entra a partir de um meio de alta velocidade (como vácuo) para outro meio de baixa velocidade (como mineral), após entrar no meio mais lento, a transmissão muda a direção, tornando-se mais próxima da perpendicular ao plano de limite. Este fenômeno é denominado refração (Fig. 1.17).

O índice de refração de um mineral corresponde à proporção entre a velocidade no vácuo e no mineral, sendo expresso com a letra minúscula “*n*”. Como por exemplo, o índice de refração do quartzo é cerca de 1.55 ($n = 1.55$), e portanto, a velocidade da luz dentro do quartzo é $1/1.55$ em comparação com o vácuo. A maioria dos minerais transparentes e translúcidos apresenta índice de refração em torno de 1.5. A fluorita é um mineral típico de baixo índice, 1.43, e o diamante é um mineral com alto índice, 2.42. Existe uma tendência geral de que quanto maior for o peso específico do mineral, tanto maior será o índice de refração. Os minerais máficos mostram uma notável tendência de elevação do índice de refração e peso específico de acordo com o grau de substituição de Mg^{2+} por Fe^{2+} .

Os minerais transparentes são visíveis na atmosfera por causa dos fenômenos ópticos que ocorrem na superfície dos minerais, ou seja no limite entre os minerais e a atmosfera, tais como reflexão, refração, dispersão, etc. Estes fenômenos ocorrem quando o índice de refração de um meio (atmosfera) é diferente do outro (mineral). Quando os índices dos dois materiais são próximos, os fenômenos acima citados se tornam pouco expressivos. Como por exemplo, dentro da água ($n = 1.335$), os minerais com baixo índice refração, isto é, com índice próximo da água, tais como clorita (1.34) e fluorita (1.43), se tornam difíceis de serem observados. Ao contrário, os que têm alto índice permanecem destacados mesmo na água. Os garimpeiros utilizam esta propriedade para descobrir minerais transparentes com alto índice de refração, que podem ser de alto valor econômico, como diamante. Os minerais com alto índice demonstram relevantes fenômenos ópticos na sua superfície, que originam o brilho adamantino. Desta forma, quanto mais alto for o índice de refração, melhor será o brilho adamantino e o efeito de lapidação. Este fator é uma razão para que o diamante seja a gema transparente mais valiosa.

O índice de refração dos minerais é medido pelo método de imersão. O mineral a ser examinado é pulverizado, e o pó é colocado dentro de uma gota de líquidos de imersão sobreposta em uma placa de lâmina para observação microscópica. O líquido de imersão é o material cujo índice de refração é ajustado a um valor desejado. No microscópio, observa-se, através do método de Becke, se o índice de refração do mineral é superior, inferior ou quase igual ao líquido de imersão. Na observação microscópica, deseja-se utilizar a iluminação do raio D, que possui

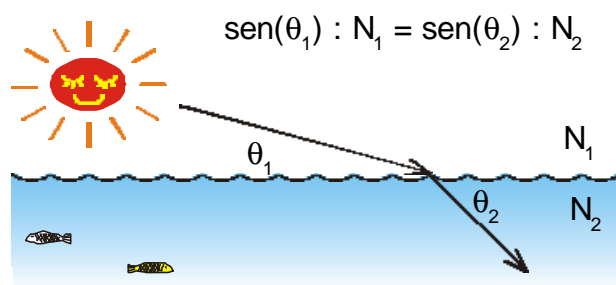


Fig. 1.17. Princípio físico de refração de luz.

examinado é pulverizado, e o pó é colocado dentro de uma gota de líquidos de imersão sobreposta em uma placa de lâmina para observação microscópica. O líquido de imersão é o material cujo índice de refração é ajustado a um valor desejado. No microscópio, observa-se, através do método de Becke, se o índice de refração do mineral é superior, inferior ou quase igual ao líquido de imersão. Na observação microscópica, deseja-se utilizar a iluminação do raio D, que possui

apenas um único comprimento de onda, gerado por lâmpada de sódio. Preparando-se os líquidos com índices variáveis, pode-se determinar o índice de refração.

O líquido de imersão é feito através de uma mistura adequada de vários líquidos, como querosene, monocloreto de naftalina, iodeto de metileno, etc. Para ajustar o índice de refração do líquido de imersão, precisa-se um aparelho medidor do índice de refração, denominado de refratômetro. Os aparelhos mais comumente utilizados são refratômetro de Abbe, de alta precisão e de alto custo, e de Jerry, simples e de baixo custo.

1.2.12. Birrefringência

Na maioria dos minerais, quando um raio de luz entra no mineral, ele se separa em dois raios de velocidades diferentes: raio normal (mais rápido) e raio anormal (mais lento). Em outras palavras, os minerais possuem dois índices de refração. O fenômeno acima citado é denominado de birrefringência ou dupla refração. A birrefringência, chamada também como dupla refração, é expressa na forma da diferença entre os índices de refração mais alto e mais baixo.

O grau de birrefringência é muito variável em cada mineral. Em minerais opticamente isotrópicos (fisiometricamente isométricos), como granada, o raio normal e o anormal possuem a mesma velocidade, sendo de birrefringência igual a zero. A birrefringência do quartzo é baixa, 0.009, e da augita (clinopiroxênio comum) é alta, de 0.021 a 0.033. Mesmo assim, a birrefringência desses minerais é pequena para ser observada a olho nu.

Entretanto, a calcita tem birrefringência extremamente alta, 0.172, podendo ser reconhecida a olho nu. A imagem dupla dos objetos colocados atrás de uma amostra de calcita transparente (calcita óptica, espada da Islândia, de formato retangular) é bem conhecida (Fig. 1.18).

Nas lâminas delgadas, os minerais opticamente anisotrópicos mostram cores de interferência com os nicóis cruzados. Desta forma, a birrefringência, junto com o índice de refração, é uma importante propriedade da mineralogia óptica (Tab. 1.10).

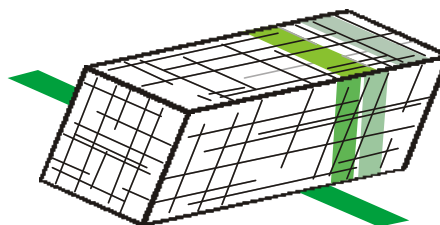


Fig. 1.18. Ilustração esquemática de birrefringência de calcita.

1.2.13. Piezoelectricidade

Piezoelectricidade corresponde ao fenômeno da geração de carga elétrica na superfície dos minerais quando são submetidos a esforços na direção adequada. Em condição normal, os

Tabela 1.10 - Grau de birrefringência

Grau	Birrefringência	Cor de interferência	Exemplo
Isotrópico	próxima a 0	preta	vidro, granada, zeólitas, serpentina
Baixo	0 a 0.005	cinza escura	clorita, nefelina
Médio	0.006 a 0.010	branca	quartzo feldspatos
Alto	0.010 a 0.015	cores de primeiro grau	cordierita, hiperstênio
Muito alto	0.015 a 0.045	segundo e terceiro graus	hornblenda, augita, epidoto
Extremamente alto	0.045 a 0.060	acima de terceiro grau	olivina muscovita biotita, zircão
Excepcional	0.172	grau muito alto	calcita

minerais, geralmente constituídos por íons, estão em perfeito equilíbrio de carga elétrica. Quando um mineral é submetido a um esforço, ocorre uma determinada deformação física, que desloca a posição relativa dos íons formadores do equilíbrio elétrico. Desta forma, o mineral entra no estado de desequilíbrio elétrico, gerando uma determinada carga elétrica na sua superfície. Ocorre também o fenômeno oposto: quando um mineral é submetido a uma carga elétrica, este se deforma fisicamente. Estes fenômenos correspondem à transformação de energia mecânica em elétrica, e elétrica em mecânica.

Encontra-se a transformação de energia mecânica e elétrica, também, em fenômenos eletromagnéticos. Entretanto, os fenômenos piezoelétricos são caracterizados pela voltagem mais alta, corrente mais baixa e eficiência de transformação mais alta.

A propriedade piezoelétrica é amplamente aplicada na indústria eletrônica, tais como componentes de aparelhos de som. Piezoelectricidade da turmalina é utilizada para sensores de pressão.

O quartzo é o mineral piezoelétrico mais importante para a indústria eletrônica moderna. A placa de quartzo adequadamente orientada é utilizada como o padrão de frequência de oscilações. Normalmente, os cristais de quartzo deste uso, de alta perfeição cristalográfica, são fabricados por processos de cristalização artificial. A ressonância mecânica das placas de quartzo, que pode ser ajustada em uma frequência desejada é muito estável devido à propriedade elástica quase perfeita do quartzo e, é transformada em oscilação eletrônica através da propriedade piezoelétrica. O produto mais popular é o relógio de quartzo, atualmente o tipo mais comum (Fig. 1.19). Para computadores, este componente é uma peça fundamental e indispensável como gerador de “clock”.



Fig. 1.19. Relógio de pulso que aproveita piezoelectricidade de quartzo.

1.2.14. Magnetismo

De acordo com o grau da tendência de atração por força magnética, os minerais são classificados em seguintes categorias (Tab. 1.11):

- 1) Minerais fortemente magnéticos: magnetita (Fe_3O_4) e pirrotita ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$), que são atraídos por imã comum.
- 2) Minerais magnéticos: ilmenita (FeTiO_3), cromita (FeCr_2O_4), almandina (granada de ferro, $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), estaurolita ($\text{Fe}_2\text{Al}_9\text{Si}_4\text{O}_{23}(\text{OH})$), etc., que são atraídos apenas por imã do tipo ventosa.
- 3) Minerais ligeiramente magnéticos: monazita ($(\text{Ce,La,Nb})\text{PO}_4$), zircão (ZrSiO_4), xenotima (YPO_4), minerais máficos, etc., que somente podem ser separados pelo separador eletromagnético Frantz (separador isodinâmico).
- 4) Minerais amagnéticos: scheelita (CaWO_4), cassiterita (SnO_2), rutilo (TiO_2), anatáseo (TiO_2), quartzo, minerais félsicos, zircão, diamante, etc.

Na prospecção mineral, coleta-se o cascalho presente no leito de rios para fazer análises de minerais pesados. A amostra bruta é peneirada e submetida à batéia mecânica para concentração de minerais pesados. Os grãos de mineral concentrados pela batéia são compostos principalmente

Tabela 1.11 - Classificação de minerais por meio de grau de tendência magnética

Grau	Separação	Tipo químico principal	Exemplo
Fortemente magnético	ímã comum de ferro	óxidos de ferro	magnetita, pirrotita
Magnético	ímã ventoso	óxidos e silicatos com ferro	ilmenita, cromita, almandina
Ligeiramente magnético	separador eletromagnético	silicatos máficos com ferro	biotita, hornblenda
Amagnético	não atraível	silicatos félsicos	quartzo, feldspatos, muscovita

de minerais metálicos de cor escura. Devido ao brilho preto da ilmenita, este material é apelidado pelos garimpeiros de “abrasivo”. Os minerais leves, obviamente não metálicos, são eliminados por meio de separação densimétrica com o auxílio de líquido pesado, tal como bromofórmio (Fig. 1.20).

A magnetita e pirrotita são facilmente separadas por ímã comum, devido a sua forte propriedade magnética. Após este processo, a amostra é submetida à separação por ímã do tipo ventosa. Este ímã, que é mais forte, pode separar ilmenita, cromita e almandina. Os minerais restantes são poucos em quantidade e de cor mais clara, sendo compostos de minerais de caráter pesado (denso) e ligeiramente magnético ou amagnético. Esses minerais podem ser separados por meio de um processo eletromagnético com o auxílio de separador isodinâmico de Frantz (Fig. 1.21).

Este aparelho pode separar os minerais de acordo com a tendência magnética quantitativa por meio do ajuste de corrente elétrica geradora do campo magnético. Os minerais são separados em frações de 0.2, 0.3, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, e 1.8A (amperes), e os não atraíveis (Tab. 1.12).

Em primeiro, as amostras são submetidas à separação eletromagnética com corrente de 0.1 A. Os minerais atraídos por esta operação são separados, e os não atraídos são submetidos a separação com corrente maior, 0.2A. Nas frações 0.1 e 0.2A, a ilmenita é o mineral principal e a hematita e a almandina são os acessórios. Na fração de 0.3A, a ilmenita e a almandina são os principais e a limonita e a hematita são os acessórios. Os minerais atraídos até este estágio são magnéticos.

Na fração 0.4A, a ilmenita e a almandina são os principais, e a limonita, hematita e epidoto são acessórios. Na fração de 0.6A, o epidoto é o principal e a almandina, a monazita, a hematita e a ilmenita são os acessórios. Na fração de 0.8A, o epidoto e a monazita são os principais e a limonita é acessório. Na fração de 1.0 A, a monazita é o principal e epidoto é acessório. O



Fig. 1.20. Fluxograma de prospecção mineral.

Tabela 1.12 - Classificação de minerais pesados ligeiramente magnéticos por meio de separador eletromagnético isodinâmico de Frantz.

Grau	Separação	Tipo químico principal	Exemplo
Fortemente magnético	ímã comum de ferro	óxidos de ferro	magnetita, pirrotita
Magnético	ímã ventoso	óxidos e silicatos com ferro	ilmenita, cromita, almandina
Ligeiramente magnético	separador eletromagnético	silicatos máficos com ferro	biotita, hornblenda
Amagnético	não atraível	silicatos félsicos	quartzo, feldspatos, muscovita

epidoto e a monazita são minerais ligeiramente magnéticos. Na fração de 1.8 A, monazita é o principal e rutilo e zircão são os acessórios. Os minerais pesados não atraíveis são rutilo, zircão, etc. Os minerais separados em cada fração eletromagnética são identificados e observados pela lupa binocular.

Industrialmente, o método eletromagnético é utilizado para separar os minerais econômicos e não econômicos, tais como magnetita e pirita, esfalerita e ferro-esfalerita, ilmenita e pirita, etc.

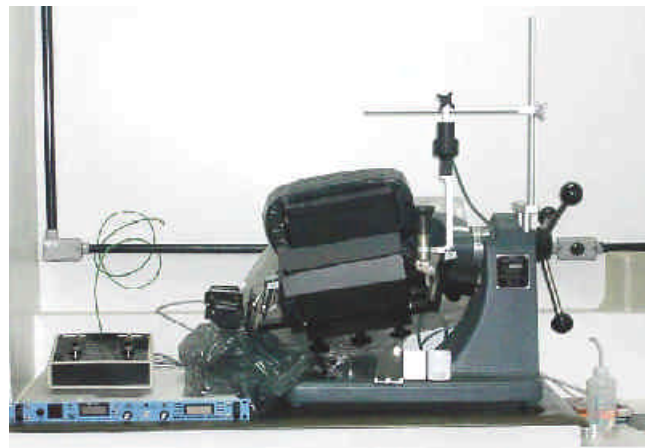


Fig. 1.20. Separador eletromagnético isodinâmico de Frantz. da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.