



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências
2007

**Marta Alexandra
Tavares Ferreira da
Silva**

Descobrir a Geologia através do Quartzo



**Marta Alexandra
Tavares Ferreira da
Silva**

Descobrir a Geologia através do Quartzo

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ensino de Geologia e Biologia, realizada sob a orientação científica da Doutora Beatriz Valle Aguado, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, e da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

o júri

presidente

Prof. Doutora Cristina de Almeida Bernardes

professora associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Prof. Doutora Teresa Palacios Pérez

professora associada do departamento de Geologia da Universidade de Lisboa

Prof. Doutora Beatriz Valle Aguado

professora auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Prof. Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo

professora auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Neste momento em que me é permitido expressar a minha gratidão, quero registar todos quantos foram relevantes para a execução deste trabalho:

Em primeiro lugar, às Professoras Doutora Beatriz Valle Aguado e Doutora Maria do Rosário Azevedo por terem orientado esta dissertação. O seu rigor, espírito crítico, constante acompanhamento, motivação e amizade contribuíram decisivamente para a realização deste trabalho.

Ao João e ao Sérgio pelas suas ideias e sugestões.

Aos funcionários do Departamento de Geociências: D. Manuela, D. Graça e Sr. Saraiva.

Ao Pedro Sousa pela sua disponibilidade.

Às minhas amigas e colegas de Mestrado Clara Vinhas e Ana Ricardo pela sua ajuda incondicional.

Ao Miguel, pela boa disposição, apoio, incentivo e paciência.

Aos meus pais e irmã, sempre disponíveis para uma ajuda, e que sempre me encorajaram a ultrapassar os obstáculos.

e a todos os que, de alguma forma, tornaram possível a realização deste trabalho.

palavras-chave

Mineralogia, mineral, silicatos, quartzo, rochas, exposição, ensino não formal.

resumo

O presente trabalho envolveu a concepção e elaboração de um ante-projecto de uma exposição com o título: “Descobrir a Geologia através do Quartzo” para ser exibida no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro. Um dos principais objectivos da exposição é mostrar como é que os átomos se ligam entre si para formar minerais, a influência que a composição química e a estrutura exercem nas suas propriedades e os modos como os minerais se combinam para originar diferentes tipos de rochas, usando o quartzo como fio condutor.

A informação fornecida permitirá ilustrar a importância que o conhecimento em Mineralogia desempenha na compreensão dos processos que operam na Terra e noutros planetas assim como a relevância dos sistemas geológicos na vida quotidiana. Deste modo, espera-se que a implementação do projecto contribua para: (a) estimular junto do público, em geral, e dos jovens estudantes, em particular, o interesse pela Geologia e Mineralogia; (b) despertar a curiosidade acerca do mundo natural e motivar para a aprendizagem científica e (c) criar um ambiente de educação não formal para o ensino / aprendizagem de conceitos básicos de Mineralogia e Geologia que complementem a abordagem formal de sala de aula.

O desenvolvimento do projecto incluiu três fases principais. Na primeira fase definiu-se o tema da exposição, o tipo de público-alvo e o espaço em que a exposição iria ser montada. A segunda fase foi dedicada à pesquisa bibliográfica e à documentação sobre o tema em foco, tendo culminado com a apresentação de uma proposta preliminar com a estrutura geral e o itinerário da exposição. Na última fase, elaboraram-se os textos, prepararam-se os materiais ilustrativos (figuras, esquemas, fotografias), seleccionaram-se as amostras de minerais a expor e criou-se o guião final.

Esta tese está estruturada em cinco capítulos. No primeiro capítulo, abordam-se os principais objectivos do trabalho e a metodologia adoptada. Os Capítulos II, III e IV incluem uma revisão bibliográfica de alguns conceitos básicos de Mineralogia que serviram de suporte teórico à exposição. Finalmente, no Capítulo V apresenta-se o plano geral da exposição e a descrição pormenorizada dos diferentes módulos que a integram.

keywords

Mineralogy, minerals, silicates, quartz, rocks, exhibition, non-formal education.

abstract

The present work involved the conceptual development, planning and design of a science outreach project of an exhibition entitled “Discovering Geology through the study of Quartz”, to be displayed in the Department of Geosciences of the University of Aveiro. One of the major goals of this exhibition is to show how atoms are packed together to form minerals, how chemical composition and structure affects mineral properties, and how minerals are combined to make different rock types, using quartz as an example.

The information provided demonstrates the importance of the knowledge in Mineralogy for understanding how the Earth and other planets operate and the relevance of geological and earth systems science to everyday life. As such, the implementation of this exhibition is expected to contribute: (a) to increase the interest of the public, in general, and young students, in particular, in the study of Geology and Mineralogy; (b) to enhance the curiosity for natural sciences and to motivate for scientific learning; (c) to create a non-formal educational setting for teaching basic concepts of Mineralogy and Geology, complementing the formal approach given inside the classroom.

The project was developed in three main stages. The first stage included the definition of the main topic of the exhibition, the target audiences and the place where the exhibition will be displayed. The second stage was devoted to bibliographic research and to the study of the topic. It culminated with the presentation of a preliminary proposal including the general structure and the itinerary of the exhibition. The last stage involved the creation of easily readable texts, the preparation of illustrative materials (figures, schemes, photographs), the selection of mineral samples and the elaboration of the final guide of the exhibition.

This thesis is structured in five chapters. The first chapter presents the main objectives of the work and the adopted methodology. Chapters II, III and IV provide a literature review of some basic concepts of Mineralogy. Finally, Chapter V includes the plan of the exhibition and a detailed description of the different modules.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

I.1. OBJECTIVOS.....	2
I.2. METODOLOGIA.....	2
I.3. PLANO GERAL DA TESE.....	3

CAPÍTULO II: DO ÁTOMO AO MINERAL

II.1. ÁTOMO.....	5
II.2. NÚMERO ATÓMICO, ELEMENTOS QUÍMICOS E IÕES.....	7
II.3 TIPOS DE LIGAÇÃO QUÍMICA.....	11
II.3.1. LIGAÇÃO IÓNICA.....	12
II.3.2. RAIO IÓNICO E NÚMERO DE COORDENAÇÃO.....	13
II.3.3. LIGAÇÃO COVALENTE.....	14
II.3.4. ELECTRONEGATIVIDADE E CARÁCTER DAS LIGAÇÕES QUÍMICAS.....	17
II.3.5. LIGAÇÃO METÁLICA.....	18
II.3.6. LIGAÇÃO DE VAN DER WAALS.....	19
II.4. MINERAL.....	20
II.5. CLASSES QUÍMICAS MINERAIS.....	21
II.6. MORFOLOGIA DOS CRISTAIS E SIMETRIA CRISTALINA.....	22
II.6.1. ELEMENTOS DE SIMETRIA E OPERAÇÕES DE SIMETRIA.....	22
II.6.2. EIXOS CRISTALOGRÁFICOS E SISTEMAS CRISTALOGRÁFICOS.....	26
II.6.3. CÉLULAS UNITÁRIAS.....	27
II.7. PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MINERAIS.....	31
II.7.1. COR, BRILHO E TRANSPARÊNCIA.....	31
II.7.2. RISCA.....	34
II.7.3. HÁBITO E FORMA.....	34
II.7.4. CLIVAGEM E FRACTURA.....	36
II.7.5. DUREZA.....	38
II.7.6. MASSA ESPECÍFICA, PESO ESPECÍFICO E DENSIDADE.....	39
II.7.7. PROPRIEDADES ELÉCTRICAS E MAGNÉTICAS.....	40

CAPÍTULO III: SILICATOS

III.1. INTRODUÇÃO.....	41
III.2. A UNIDADE BASE DOS SILICATOS.....	42
III.3. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SILICATOS.....	47
III.4. NESOSSILICATOS.....	50
III.5. SOROSSILICATOS.....	53
III.6. CICLOSSILICATOS.....	54
III.7. INOSSILICATOS DE CADEIA SIMPLES.....	54
III.8. INOSSILICATOS DE CADEIA DUPLA.....	55
III.9. FILOSSILICATOS.....	56
III.10. TECTOSSILICATOS.....	56
III.10.1 GRUPO DA SÍLICA (SiO₂) – QUARTZO E SEUS POLIMORFOS.....	57
III.10.2 FELDSPATOS.....	57
III.10.3 FELDSPATÓIDES.....	59

CAPÍTULO IV: QUARTZO

IV.1. INTRODUÇÃO.....	61
IV.2. ESTRUTURA DOS MINERAIS DO GRUPO DA SÍLICA.....	62
IV.3. QUARTZO.....	65
IV.3.1 ESTRUTURA.....	65
IV.3.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA.....	66
IV.3.3 PROPRIEDADES FÍSICAS.....	66
Cor e Brilho.....	66
Risca.....	67
Hábito e Forma.....	67
Clivagem e Fractura.....	68
Dureza e Densidade.....	68
Propriedades piezoeléctricas.....	69
Características diagnósticas.....	69
IV.3.4 OCORRÊNCIA.....	69
Rochas magmáticas.....	69
Rochas sedimentares.....	72

Rochas metamórficas.....	73
IV.3.5 APLICAÇÕES E UTILIZAÇÃO.....	76
 CAPÍTULO V: A EXPOSIÇÃO	
V.I. A MUSEOLOGIA COMO MEIO DE APRENDIZAGEM NÃO FORMAL.....	79
V.2. ENSINO DAS GEOCIÊNCIAS.....	81
V.3. PLANO GERAL DA EXPOSIÇÃO.....	81
V.4. GUIÃO DA EXPOSIÇÃO.....	83
ESTAÇÃO 1.....	85
ESTAÇÃO 2.....	86
ESTAÇÃO 3.....	88
Poster 3.1.....	88
Poster 3.2.....	90
Poster 3.3.....	92
ESTAÇÃO 4.....	93
Poster 4.1.....	93
Poster 4.2.....	96
Poster 4.3.....	99
Poster 4.4.....	100
ESTAÇÃO 5.....	101
Poster 5.1.....	101
Poster 5.2.....	102
Poster 5.3.....	104
Poster 5.4.....	108
ESTAÇÃO 6.....	109
Poster 6.1.....	109
Poster 6.2.....	110
Poster 6.3.....	113
Poster 6.4.....	118
ESTAÇÃO 7.....	122
 BIBLIOGRAFIA.....	 123

ÍNDICE TABELAS

II.1	Números de coordenação e respectivas configurações em função da razão r_C/r_A	15
II.2	Principais classes químicas dos minerais.....	21
II.3	As 32 classes de simetria.....	29
II.4	Características dos Sistemas Cristalográficos.	30
II.5	Tipos de hábito presentes nos cristais.....	35
II.6	Tipos de forma presentes nos cristais.	36
II.7	Escala de Mohs.	39
III.1	Abundância dos elementos na crosta.....	42
III.2	Números de coordenação e poliedros de coordenação dos catiões mais comuns.....	43
III.3	Estrutura dos silicatos.	45
III.4	Iões mais comuns na estrutura dos silicatos.....	49
IV.1	Polimorfos de SiO_2	63
IV.2	Variedades de quartzo.....	67
IV.3	Principais variedades de calcedónia.	77
V.1	Enquadramento curricular dos conteúdos da exposição.....	81
V.2	Esquema geral da exposição.....	82

ÍNDICE FIGURAS

II.1	Representação esquemática de um átomo de carbono.....	5
II.2	Configuração electrónica dos átomos de néon (Ne) e de sódio (Na).....	6
II.3	Tabela Periódica.....	9
II.4	Configuração electrónica dos átomos de Árgon (Ar) e de Xénon (Xe).....	10
II.5	Configuração electrónica dos átomos sódio (Na) e cloro (Cl) e respectivos iões Na^+ e Cl^-	11
II.6	Representação esquemática da ligação iónica no cloreto de sódio (NaCl).....	12
II.7	(A) Modelo da estrutura cristalina da halite (NaCl). (B) Representação esquemática da rede cristalina do cloreto de sódio (NaCl).....	13
II.8	Raios iónicos dos iões mais comuns nos minerais.....	14
II.9	Representação esquemática da estrutura da halite.....	14
II.10	Representação esquemática da ligação covalente na molécula de H_2O	16
II.11	(A) Representação esquemática da estrutura cristalina do diamante. (B) Tetraedro de carbono isolado.....	16
II.12	Tabela de electronegatividade dos elementos.....	18
II.13	Representação esquemática da ligação metálica.....	19
II.14	Representação esquemática da estrutura da grafite.....	20
II.15	Representação esquemática de três cristais de quartzo com ângulos interfaciais iguais.....	22
II.16	Eixos de rotação: (a) grau 2; (b) grau 3; (c) grau 4; (d) grau 6.....	23
II.17	Planos de simetria.....	24
II.18	Centro de inversão.....	24
II.19	Eixo de inversão rotatória de grau 3.....	25
II.20	Elementos de simetria de um cristal da classe ditetragonal dipiramidal.....	25
II.21	Representação da rede cristalina de um mineral no espaço bidimensional.....	26
II.22	Desenvolvimento de faces num cristal. A direcção 1 é a que intersecta um maior número de ponto e constituirá, por isso, uma direcção privilegiada para o desenvolvimento de faces.....	26
II.23	Os seis sistemas cristalográficos.....	28

II.24	Relações entre a célula unitária e a forma externa dos cristais. (A) cristal do sistema cúbico limitado por faces cúbicas e octaédricas; (B) cristal do sistema tetragonal limitado por faces piramidais.....	28
II.25	(A) Pirite - mineral opaco com brilho metálico. (B) Quartzo – mineral transparente com brilho não metálico.....	31
II.26	O espectro electromagnético. A luz visível constitui apenas uma pequena parte do espectro electromagnético com comprimentos de onda no vácuo variando entre 350 e 750 nm.....	33
II.27	Minerais idiocromáticos. (A) Malaquite. (B) Azurite. (C) Rodocrosite.....	33
II.28	Risca da hematite. O mineral hematite pode apresentar várias cores, mas a risca é sempre avermelhada.....	34
II.29	Clivagem das micas.....	36
II.30	Representação esquemática de mineral com clivagem basal.....	37
II.31	Alguns tipos de clivagem observados em minerais. (A) Clivagem basal, exemplo: mica. (B) Clivagem cúbica, exemplo: galena. (C) Clivagem romboédrica, exemplo: calcite.....	37
III.1	Abundância dos elementos químicos na crosta terrestre.....	41
III.2	Diferentes formas de representar a unidade base dos silicatos: o tetraedro SiO_4^{4-}	43
III.3	Comparação entre o tetraedros SiO_4^{4-} e AlO_4^{5-}	48
III.4	Estrutura dos nesossilicatos.....	51
III.5	Diagrama de fases para a solução sólida de olivina.....	52
III.6	Representação gráfica da composição das olivinas.....	52
III.7	Composição da olivina no sistema CaO-MgO-FeO-SiO_2	53
III.8	Estrutura dos sorossilicatos.....	53
III.9	Estrutura dos ciclossilicatos.....	54
III.10	Clivagem das micas.....	56
III.11	Estrutura dos feldspatos.....	58
III.12	Composição química dos feldspatos expressa no sistema ternário KAlSi_3O_8 (Or - ortose), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab - albite) e $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An - anortite).....	59
IV.1	Abundância de minerais na crosta terrestre.....	61
IV.2	(A) Granito. (B) Quartzito.....	62

IV.3	Estrutura dos tectosilicatos do grupo da sílica.....	62
IV.4	Campos de estabilidade dos polimorfos de sílica.....	64
IV.5	Projectão da estrutura do quartzo β e do quartzo α no plano perpendicular ao eixo dos c.....	64
IV.6	Algumas formas cristalográficas comuns em cristais de quartzo.....	65
IV.7	Variedades de quartzo.....	66
IV.8	Cristais de quartzo.....	68
IV.9	Fractura conchoidal no quartzo.....	68
IV.10	Rochas magmáticas contendo quartzo como fase mineralógica essencial: (A) Granito; (B) Riólito.....	70
IV.11	Séries de reacção de Bowen.....	71
IV.12	(A) Amostra de mão de um granito e respectiva microfotografia.....	71
IV.13	Pegmatito.....	72
IV.14	Rochas sedimentares detríticas. (A) Arenito. (B) Conglomerado.....	73
IV.15	Desenvolvimento de uma textura metamórfica foliada sob o efeito de uma pressão dirigida numa rocha contendo quartzo e mica (micaxisto): (a) o quartzo recristaliza e (b) as micas recristalizam e orientam-se perpendicularmente à direcção de máxima compressão.....	74
IV.16	Quartzito (Esposende): (A) amostra de mão (B) microfotografia mostrando os agregados de quartzo poligonal.....	75
IV.17	Ortognaisses (A) Afloramento de ortognaisses. (B) amostra de mão de ortognaisses, mostrando alternâncias de leitos escuros com biotite e granada (vermelho) e leitos claros quartzo-feldspáticos (C) microfotografia do ortogneisse.....	76
V.1	Planta simplificada do piso 1 do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro	84
V.2	Localização das estações no espaço da exposição.....	84

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem como principal objectivo apresentar o ante-projecto de uma exposição sobre a estrutura e composição dos minerais, tendo como fio condutor o quartzo. A exposição, intitulada “Descobrir a Geologia através do Quartzo”, destina-se a um público diversificado, tanto em termos de faixa etária como de nível de formação e deverá ser exibida, com carácter permanente, no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

A elaboração do ante-projecto envolveu essencialmente a concepção do plano geral da exposição, a preparação de materiais escritos, esquemas e fotografias e a selecção de amostras para os expositores. A concretização da exposição propriamente dita está fora do âmbito desta tese na medida em que requer a intervenção de profissionais de Design, cuja colaboração é fundamental para tornar os conteúdos apelativos e visualmente atractivos.

Uma das preocupações que esteve presente ao longo de todo o trabalho foi a de transmitir a informação de forma acessível e articulada, usando textos, esquemas e imagens que se ajustem, na medida do possível, às orientações curriculares de diferentes níveis de ensino (básico, secundário e universitário) e se prestem a ser mais ou menos aprofundados consoante a natureza do público. Neste sentido, seria desejável que a visita à exposição fosse orientada por monitores especificamente preparados para o efeito.

Espera-se que a exposição “Descobrir a Geologia através do Quartzo” constitua uma ferramenta importante no processo de ensino/aprendizagem e permita estimular a curiosidade e o gosto pelas Ciências Geológicas.

I.1. OBJECTIVOS

Tendo como principal propósito a elaboração de um ante-projecto de uma exposição sobre o quartzo, definiram-se os seguintes objectivos gerais para esta dissertação:

- Divulgar conceitos básicos de Mineralogia, de uma forma simultaneamente rigorosa e agradável;
- Mostrar o carácter interdisciplinar da Mineralogia;
- Despertar a curiosidade do público em geral acerca do mundo natural e motivar para a aprendizagem científica;
- Desenvolver o espírito científico dos visitantes;
- Promover a colaboração entre as escolas do Ensino Básico e Secundário e a Universidade;
- Contribuir para o desenvolvimento da literacia científica dos jovens;
- Proporcionar diferentes tipos de aprendizagem, complementares do ensino formal desenvolvido nas Escolas.

A instalação da exposição no edifício do Departamento de Geociências constituirá ainda uma importante infra-estrutura de apoio às actividades que têm vindo a ser promovidas para sensibilizar o público sobre as Ciências da Terra, entre as quais se destacam:

- a Semana de Recepção ao Caloiro da Universidade de Aveiro;
- a Semana Aberta da Ciência e Tecnologia;
- a Academia de Verão;
- a Geologia no Verão;
- as visitas dos alunos e professores das Escolas do Ensino Básico e Secundário ao Departamento de Geociências

I.2. METODOLOGIA

A concepção de um ante-projecto de uma exposição pressupõe uma planificação criteriosa que inclui várias fases, nomeadamente:

1ª Fase

- Selecção do tema;
- Definição de objectivos;

- Definição do público-alvo, espaço expositivo e tipo de exposição (clássica/interactiva, permanente/ itinerante);
- Pesquisa bibliográfica relativa aos conteúdos a abordar;
- Pesquisa na Internet.

2ª Fase

- Elaboração do plano geral da exposição;
- Preparação de um guião orientador preliminar e escolha do tipo de módulos a apresentar (expositivos, descritivos ou interactivos);
- Análise, selecção e tratamento da informação;
- Preparação de materiais (textos, figuras, fotografias, modelos)

3ª Fase

- Elaboração do guião definitivo;
- Contactos com designers para apresentação e discussão do guião;

I.3. PLANO GERAL DA TESE

Esta tese, desenvolvida ao longo de dezoito meses, está estruturada em cinco grandes capítulos.

No primeiro, de carácter introdutório, apresentam-se os objectivos e a metodologia de trabalho adoptada. O segundo capítulo intitula-se “ Do átomo ao mineral”, e nele é feita uma síntese bibliográfica sobre a estrutura interna do átomo, tipos de ligações químicas, conceito de mineral, classificação química de minerais, simetria cristalina e propriedades físicas dos minerais. Segue-se o capítulo “Silicatos” em que se introduzem os principais critérios de classificação dos diferentes grupos de minerais desta classe e as suas propriedades distintivas. As características químicas e estruturais dos vários polimorfos de sílica e, em particular, do quartzo, assim como a sua ocorrência e aplicações são tratadas no quarto capítulo “Quartzo”. Os conceitos básicos de Mineralogia expostos nos capítulos II, III e IV serviram de suporte à elaboração da proposta de exposição e poderão constituir uma base de apoio para os docentes do Ensino Básico e Secundário.

Finalmente, apresenta-se no quinto e último capítulo o ante-projecto da exposição. Este capítulo inicia-se com a contextualização da exposição e a definição das linhas

orientadoras gerais. Segue-se a apresentação do plano da exposição e a descrição pormenorizada dos conteúdos a abordar em cada estação assim como dos materiais a utilizar na exploração do tema proposto.

CAPÍTULO II: DO ÁTOMO AO MINERAL

II.1. ÁTOMO

Os átomos são as partículas mais pequenas de um elemento químico que ainda conservam as suas propriedades. São constituídos por três tipos de partículas subatómicas: os prótons, os neutrões e os electrões (Fig. II.1).

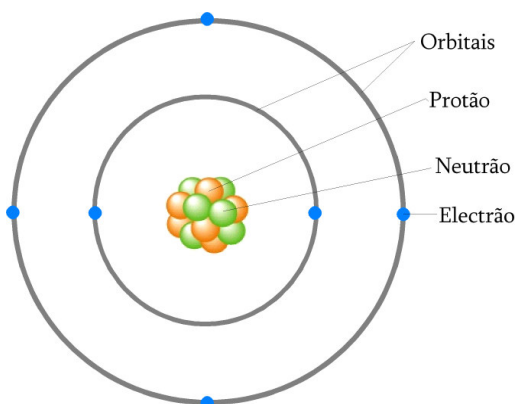


Figura II.1 – Representação esquemática de um átomo de carbono. Adaptado de Press & Siever (2001).

Os prótons e os neutrões formam o núcleo atómico. Cada próton contribui com uma unidade de massa e uma carga eléctrica positiva para o átomo. Os neutrões contribuem com massa, mas apresentam carga eléctrica neutra. Tanto os prótons como os neutrões são compostos por partículas ainda mais pequenas, os “quarks”.

Os electrões, de massa desprezível (cerca de 1840 vezes inferior à dos prótons e neutrões) possuem carga eléctrica negativa (igual e de sinal contrário à do próton). No conjunto, os electrões formam uma nuvem electrónica em torno do núcleo. O tamanho

do átomo é determinado essencialmente pelo da nuvem electrónica, pois a dimensão desta é muito grande quando comparada com a do núcleo (Plummer et al., 2005).

Os electrões ocupam camadas concêntricas em volta do núcleo e movem-se rapidamente dentro de níveis específicos de energia. Estas camadas, também conhecidas como orbitais, são designadas pelas letras K, L, M, N, etc., correspondendo a camada K ao 1º nível de energia, a camada L, ao 2º nível de energia, a camada M, ao 3º nível de energia e assim sucessivamente (Fig. II.2). O 1º nível é o mais interno e o menos energético.

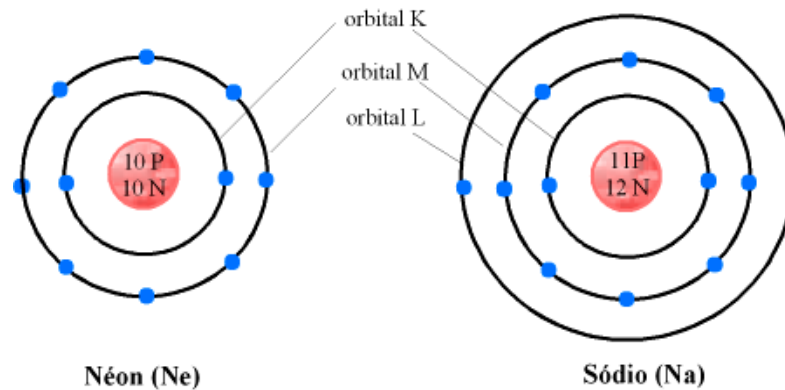


Figura II.2 – Configuração electrónica dos átomos de néon (Ne) e de sódio (Na).

Para que um átomo atinja uma configuração electrónica estável, devem ser cumpridas duas condições fundamentais:

1. o número de prótons deve ser igual ao número de electrões, de modo a respeitar o estado de neutralidade eléctrica (número de cargas positivas = número de cargas negativas).
2. as orbitais electrónicas devem ser completamente preenchidas.

O número máximo de electrões que cada camada electrónica pode admitir é fixo e obedece à seguinte relação:

$$N = 2 n^2$$

Em que N é o número máximo de electrões e n é o nível de energia.

Assim, o número de electrões não pode exceder 2 electrões na camada K, 1º nível de energia ($n=1$), 8 electrões na camada L ($n=2$), 18 electrões na camada M ($n=3$), etc. Existe, no entanto, uma limitação a esta relação que estabelece que o número de

electrões associados à orbital mais externa de cada átomo não é, salvo em casos muito raros, superior a 8 (regra da octana).

Na Fig. II.2 mostram-se alguns exemplos de configurações electrónicas de átomos em que se ilustram as regras enunciadas. O átomo de sódio contém 11 electrões e 11 protões e o de Néon, 10 protões e 10 electrões, pelo que ambos cumprem a regra 1. Nos dois átomos representados, tanto a orbital K como a camada L estão completamente preenchidas (camada K: 2 electrões; camada L: 8 electrões) tal como é estipulado na regra 2. No entanto, enquanto o átomo de néon tem uma configuração estável, porque as suas duas orbitais electrónicas estão totalmente preenchidas, o átomo de sódio só tem 1 electrão no 3º nível de energia (camada L) e deveria ter 8 para satisfazer a regra da octana. A sua configuração electrónica não é tão estável como a do néon, o que faz com que o sódio seja um elemento químico mais reactivo.

II.2. NÚMERO ATÓMICO, ELEMENTOS QUÍMICOS E IÕES

O número de protões presentes no núcleo do átomo é chamado **número atómico** (Z) enquanto o número total de protões (Z) e neutrões (N) do átomo é designado por **número de massa** (A). O número atómico e o número de massa estão relacionados pela seguinte expressão:

$$A = Z + N$$

Todos os átomos do mesmo elemento químico têm idêntico número atómico (Z). Contudo, o número de neutrões (N) pode variar e, como consequência, o número de massa (A) também não se mantém constante. Chamam-se **isótopos** de um elemento químico aos átomos desse elemento com diferente número de neutrões.

Para representar simbolicamente a estrutura de um dado isótopo, indica-se o número de massa (A), o número atómico (Z) e o símbolo do elemento químico (X) da seguinte forma:

$$\begin{array}{l} \text{N}^\circ \text{ massa} \rightarrow A \\ \text{N}^\circ \text{ atómico} \rightarrow Z \end{array} X$$

Por exemplo, o símbolo ${}^1_6\text{C}$ identifica um dos isótopos de carbono (C), com 6 protões (Z=6) e um total de protões e neutrões de 12 (A=12). Através da equação anterior, pode determinar-se o número de neutrões do núcleo, que corresponde, neste caso, a 6 neutrões (12 - 6 = 6 neutrões) (Faure, 1986).

Apesar das diferenças de número de massa, os vários isótopos do mesmo elemento apresentam propriedades químicas muito semelhantes, uma vez que o comportamento químico dos elementos é controlado essencialmente pelo seu número atômico – Z - (Chang, 1994).

Como os átomos são partículas muito pequenas, não é possível pesar um só átomo. Contudo, a relação entre as massas de dois átomos, ou seja, a massa relativa pode ser determinada. Para quantificar a massa relativa utiliza-se como padrão a massa do átomo de ^{12}C (carbono-12) ao qual se convencionou atribuir uma massa de 12 unidades de massa atômica (u.m.a.). Assim, define-se 1 u.m.a. como sendo a massa correspondente a 1/12 da massa de um átomo de ^{12}C (Chang, 1994).

A **massa atômica** de um elemento (PA) é dada pelo somatório das massas dos seus isótopos naturais, ponderada de acordo com a abundância de cada isótopo. O potássio, por exemplo, possui três isótopos naturais: ^{39}K , ^{40}K e ^{41}K , cujas abundâncias na natureza são respectivamente 93,26%; 0,01% e 6,73%. Os três isótopos possuem as mesmas propriedades químicas pois contêm o mesmo nº de prótons (Z=19), mas apresentam diferente número de nêutrons (N = 20, 21 e 22, respectivamente). As suas massas atômicas são de: $^{39}\text{K} = 38,963706$, $^{40}\text{K} = 39,963998$ e $^{41}\text{K} = 40,961826$. Para obter a massa atômica do potássio basta aplicar a seguinte expressão:

$$\text{Massa Atômica do K} = (0,9326 \times 38,963706) + (0,0001 \times 39,963998) + (0,0673 \times 40,961826) = 39,098 \text{ u.m.a}$$

Como seria de esperar, a massa atômica do potássio (PA = 39,098 u.m.a.) aproxima-se do valor de massa do isótopo ^{39}K , que ocorre na natureza em maior abundância (Brownlow, 1996).

Todos os materiais (sólidos, líquidos e gases) são constituídos por átomos de elementos químicos. Deve-se a Dmitri Mendeleev (1834-1907), uma das propostas mais consistentes de classificação dos elementos químicos com base na periodicidade das suas propriedades e a publicação da primeira **Tabela Periódica**. Seguindo um percurso independente, Lothar Meyer (1830-1895) chegou a conclusões semelhantes, o que leva muitos autores a atribuir a co-autoria da Tabela Periódica aos dois cientistas. Na altura em que Mendeleev propôs a sua Tabela Periódica só eram conhecidos 63 elementos.

Em 1919, já se tinham identificado 72 elementos e, em 1955, descobria-se o elemento 101 que foi denominado mendelevium em honra de Mendeleev. Actualmente, conhecem-se 118 elementos que se dispõem na Tabela Periódica por sete períodos e dezoito grupos (Fig. II.3). A cada elemento químico corresponde um símbolo químico e um número atómico (Z).

Grupo	I	II											III	IV	V	VI	VII	VIII							
Período																									
1	1 H																								2 He
2	3 Li	4 Be											5 B	6 C	7 N	8 O	9 F	10 Ne							
3	11 Na	12 Mg											13 Al	14 Si	15 P	16 S	17 Cl	18 Ar							
4	19 K	20 Ca	21 Sc	22 Ti	23 V	24 Cr	25 Mn	26 Fe	27 Co	28 Ni	29 Cu	30 Zn	31 Ga	32 Ge	33 As	34 Se	35 Br	36 Kr							
5	37 Rb	38 Sr	39 Y	40 Zr	41 Nb	42 Mo	43 Tc	44 Ru	45 Rh	46 Pd	47 Ag	48 Cd	49 In	50 Sn	51 Sb	52 Te	53 I	54 Xe							
6	55 Cs	56 Ba	* 71 Lu	72 Hf	73 Ta	74 W	75 Re	76 Os	77 Ir	78 Pt	79 Au	80 Hg	81 Tl	82 Pb	83 Bi	84 Po	85 At	86 Rn							
7	87 Fr	88 Ra	** 103 Lr	104 Rf	105 Db	106 Sg	107 Bh	108 Hs	109 Mt	110 Ds	111 Rg	112 Uub	113 Uut	114 Uuq	115 Uup	116 Uuh	117 Uus	118 Uuo							
*Lantanídeos	* 57 La	58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb											
**Actinídeos	** 89 Ac	90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 No											

Metals alcalinos	Metals alcalinos-terrosos	Lantanídeos e Actinídeos	Metals de transição
Outros metals	Halogénios	Não-Metals	Gases nobres

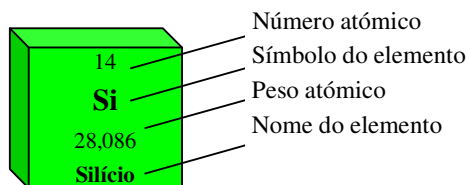


Figura II.3 – Tabela Periódica.

Na Tabela Periódica, as linhas horizontais são chamadas **períodos** e as colunas verticais, **grupos**.

Ao longo de cada período, o número atômico (Z) cresce da esquerda para a direita. No entanto, todos os elementos do mesmo período possuem idêntico número de orbitais electrónicas (camadas de electrões): os elementos do primeiro período têm uma única orbital electrónica; os do segundo período duas orbitais electrónicas e assim sucessivamente até aos elementos do último período com sete orbitais electrónicas.

Por outro lado, os elementos de cada grupo da Tabela Periódica apresentam o mesmo número de electrões de valência (i.e. electrões da orbital mais externa), o que lhes confere comportamento químico semelhante. Os elementos do grupo I possuem um electrão na camada externa, os do grupo II têm 2 electrões na última camada e assim progressivamente. Embora esta seja a tendência geral, alguns dos elementos de transição (grupos II e III) constituem excepções à regra.

A elevada estabilidade dos átomos dos elementos do grupo VIII da Tabela Periódica (gases raros - He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn) bem como a sua inércia química resulta das suas orbitais externas estarem completamente preenchidas com 8 electrões (Fig. II.4).

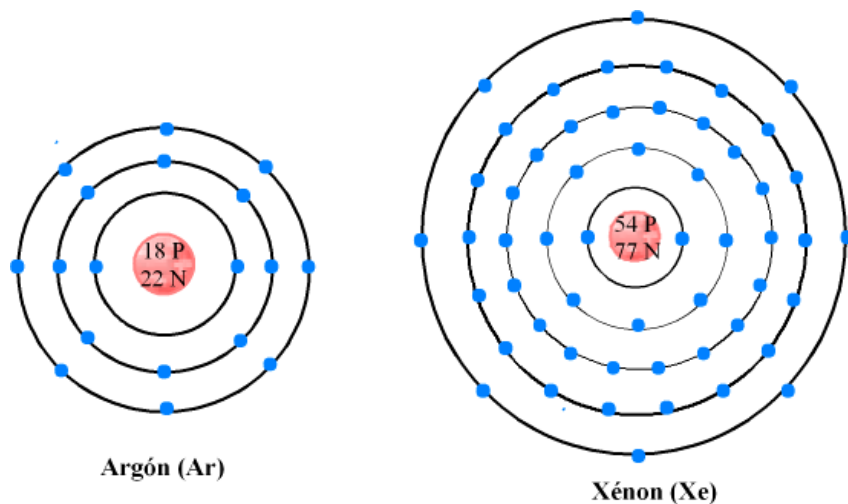


Figura II.4 – Configuração electrónica dos átomos de Árgon (Ar) e de Xénon (Xe).

Com excepção dos elementos do grupo VIII, nenhum dos átomos dos elementos dos restantes grupos da Tabela Periódica tem a sua última camada completamente preenchida. Por isso, tendem a ganhar ou perder electrões para atingir uma configuração

electrónica mais estável, deixando de ser electricamente neutros. Chamam-se **iões** aos átomos que não cumprem a condição de neutralidade eléctrica.

Por exemplo, o sódio perde facilmente o único electrão da sua orbital mais externa, originando o ião positivo Na^+ . Pelo contrário, o cloro, com sete electrões periféricos, tem tendência a captar mais um electrão, transformando-se no ião negativo Cl^- (Fig. II.5).

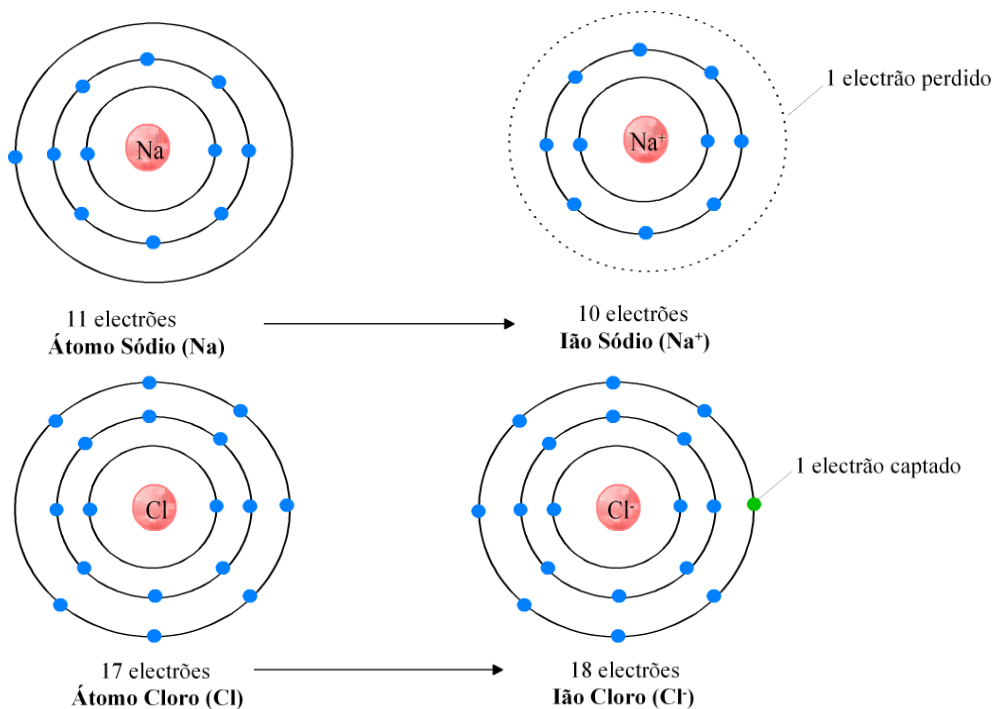


Figura II.5 – Configuração electrónica dos átomos sódio (Na) e cloro (Cl) e respectivos iões Na^+ e Cl^- .

Os iões com carga positiva (**catiões**) tendem a reagir (ou combinar-se) com iões de carga negativa (**aniões**) para neutralizar o seu desequilíbrio eléctrico e dão origem a **moléculas** estáveis (Plummer et al., 2005).

II.3 TIPOS DE LIGAÇÃO QUÍMICA

As moléculas são constituídas por átomos que se encontram ligados entre si, através de forças, designadas por ligações químicas. As ligações químicas podem ser: iónicas, covalentes, metálicas e de Van der Waals. Os minerais apresentam geralmente dois ou mais tipos de ligações (Hurlbut & Sharp, 1998).

II.3.1. LIGAÇÃO IÓNICA

A ligação iónica ou electrostática envolve a transferência de electrões da orbital externa de um átomo para a de outro átomo e a subsequente atracção entre os dois iões de sinais contrários, assim formados. Segundo a lei de Coulomb, a força de atracção electrostática entre qualquer par de iões providos de cargas contrárias é directamente proporcional ao produto das suas cargas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os seus centros. O composto resultante deve ser electricamente neutro, pelo que as cargas positivas devem compensar as cargas negativas (Hurlbut & Cornelius, 1998).

A halite (NaCl) é um exemplo clássico de um mineral com este tipo de ligação. É formada por átomos de sódio e de cloro contendo, respectivamente, um e sete electrões nas suas orbitais mais externas (electrões de valência). O sódio tende a ceder o seu único electrão de valência ao cloro, o que faz com que o sódio se transforme num ião com carga 1^+ (Na^+) e o cloro num ião com carga 1^- (Cl^-). A atracção entre estes iões produz a molécula estável de cloreto de sódio - NaCl (Fig. II.6).

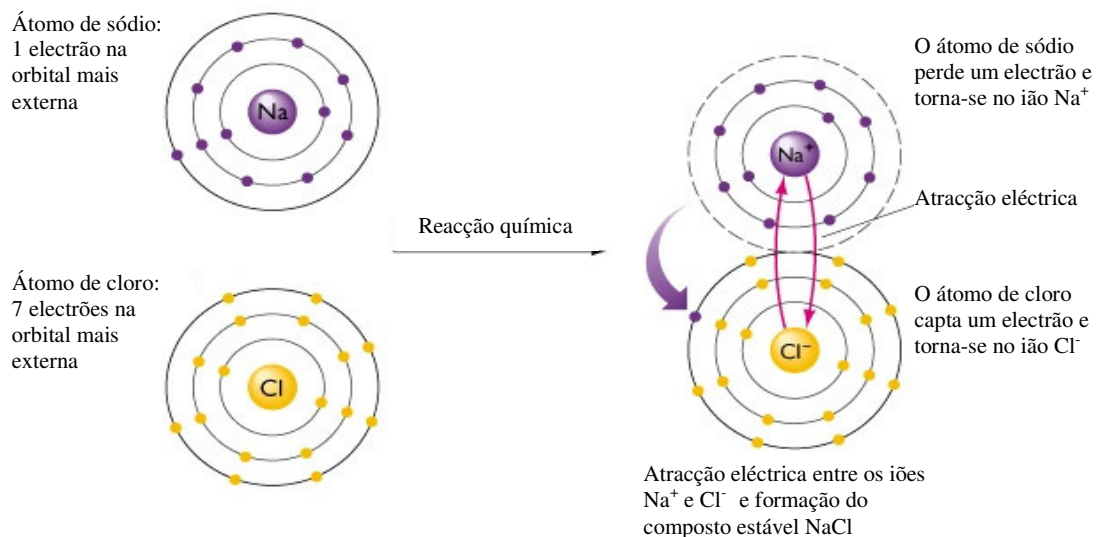


Figura II.6 – Representação esquemática da ligação iónica no cloreto de sódio (NaCl). Adaptado de Press & Siever (2001).

A ligação iónica entre os iões Na^+ e Cl^- pode repetir-se ordenadamente nas três direcções do espaço, dando origem a um sólido cristalino: o mineral halite (Fig. II.7). Na estrutura deste mineral, cada ião Na^+ está rodeado por seis iões Cl^- e vice-versa.

Os minerais com ligações iônicas são muito comuns e apresentam, em geral, dureza moderada e temperatura de fusão alta, uma vez que este tipo de ligação envolve forças electrostáticas fortes. Para além disso, os compostos iônicos costumam ser facilmente solúveis e fracos condutores de calor e electricidade (Dana & Hurlbut, 1976).

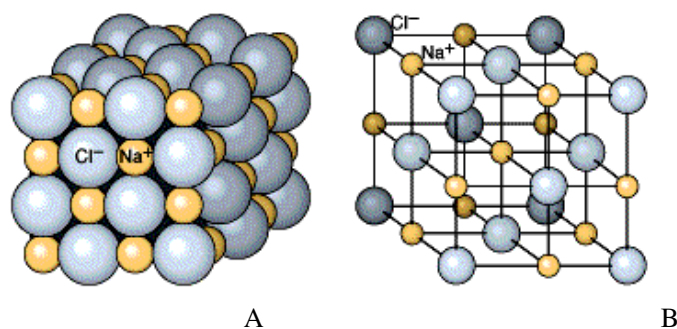


Figura II.7 – (A) Modelo da estrutura cristalina da halite (NaCl). (B) Representação esquemática da rede cristalina do cloreto de sódio (NaCl). Adaptado de Wicander & Monroe (1999).

II.3.2. RAIOS IÓNICOS E NÚMERO DE COORDENAÇÃO

Nos minerais com ligação iônica, o arranjo interno dos átomos é fortemente controlado pela dimensão dos iões envolvidos. Note-se que o átomo neutro de um elemento e o respectivo ião nunca têm o mesmo tamanho. Os iões positivos apresentam dimensões mais reduzidas do que o átomo neutro, ou seja, raios iónicos pequenos, porque perdem os electrões da última camada, enquanto os iões negativos são caracterizados por raios iónicos grandes (Fig. II.8).

Define-se **número de coordenação** de um ião como o número de iões de sinal contrário que ele pode coordenar, isto é, agregar à sua volta (Carvalho, 2002).

No mineral halite, cada ião Cl^- está rodeado por 6 iões de Na^+ . O seu número de coordenação é 6 e a estrutura resultante adquire uma configuração octaédrica. Diz-se então que o cloro está em coordenação 6 com o sódio (Fig. II.9) (Carvalho, 2002).

O número de coordenação depende, não só, das dimensões dos iões coordenados, mas, também das suas cargas.

Como se mostra na Tabela II.1, o valor da razão entre os raios iónicos de um dado catião (C) e do anião ao qual se liga (A), expressa por R_C/R_A , permite deduzir o número de coordenação do primeiro relativamente ao segundo. A configuração da estrutura

depende do número de aniões coordenados e pode ser descrita por um poliedro de coordenação, em que a distância catião-anião corresponde à soma dos respectivos raios (Carvalho, 2002).

ANIÕES		CATIÕES			
2 ⁻	1 ⁻	1 ⁺	2 ⁺	3 ⁺	4 ⁺
1,40	1,36	1,02	1,00	0,39	0,26
Oxigénio	Flúor	Sódio	Cálcio	Alumínio	Silício
1,84	1,81	1,37	0,78	0,65	0,15
Enxofre	Cloro	Potássio	Ferro 2 ⁺	Ferro 3 ⁺	Carbono
		0,72			
		Magnésio			

1 Ångstrom = 10⁻⁸ cm

Figura II.8 – Raios iónicos dos iões mais comuns nos minerais.

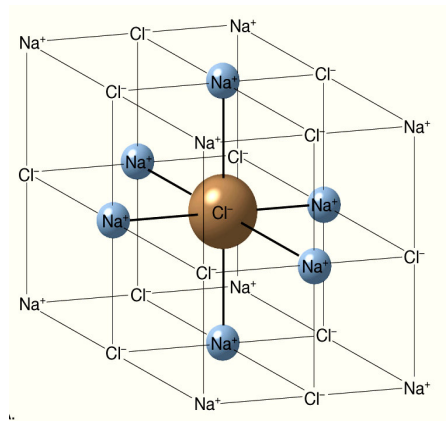


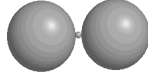

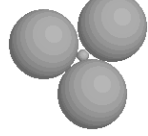

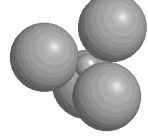



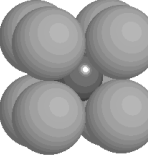
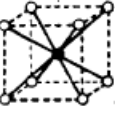
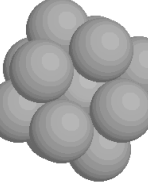
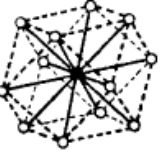
Figura II.9 – Representação esquemática da estrutura da halite.

II.3.3. LIGAÇÃO COVALENTE

Uma ligação química diz-se covalente quando envolve a partilha de electrões entre os átomos envolvidos na ligação (Fig. II.10). No caso da molécula de água, as orbitais externas dos átomos de oxigénio (O) e hidrogénio (H) são preenchidas através

da partilha dos electrões periféricos dos três átomos que participam na ligação (1O:2H).
A ligação covalente constitui a mais vigorosa das ligações químicas.

Tabela II.1 – Números de coordenação e respectivas configurações em função da razão r_C/r_A .

Coordenação	r_C/r_A	Ângulo	Configuração	Esquema de esferas	Poliedro de Coordenação	Exemplo
2	0.000-0.155	180°	Linear			(HF ₂) ⁻¹
3	0.155-0.225	120°	Triangular planar			(CO ₃) ⁻²
4	0.225-0.414	109.47°	Tetraédrica			(SiO ₄) ⁻⁴
6	0.414-0.732	90°	Octaédrica			(NaCl ₆) ⁻⁵
8	0.732-1.000	70.53°	Cúbica			(CaF ₈) ⁻⁶
12	1.000	60°	Cúbica-compacta			(KO ₁₂) ⁻²³

Os minerais com ligações covalentes apresentam um conjunto de propriedades características, entre as quais se destacam: dureza intermédia a alta; elevado ponto de fusão; fraca solubilidade e baixa condutibilidade eléctrica (Carvalho, 2002).

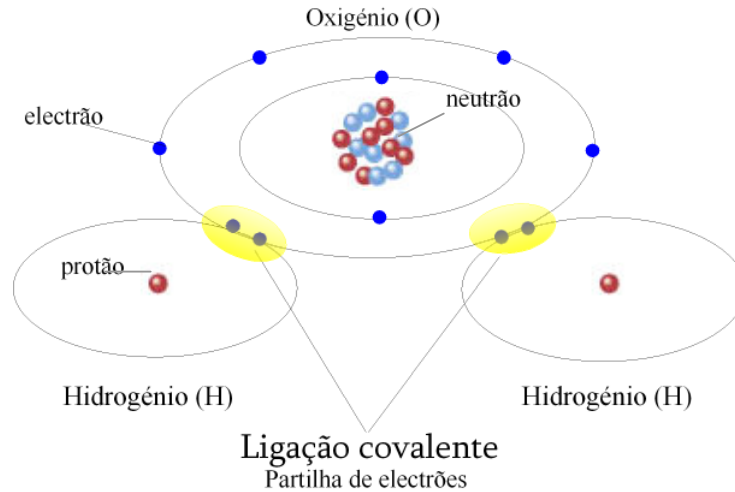


Figura II.10 – Representação esquemática da ligação covalente na molécula de H_2O . Modificado de Skinner & Porter (1992).

O diamante é a substância natural com dureza mais elevada e constitui um bom exemplo de um mineral com ligação covalente. É formado por átomos de carbono dispostos segundo uma configuração tetraédrica (Fig. II.11). O centro de cada tetraedro é ocupado por um átomo de carbono que se liga a outros 4 átomos de carbono, localizados nos vértices.

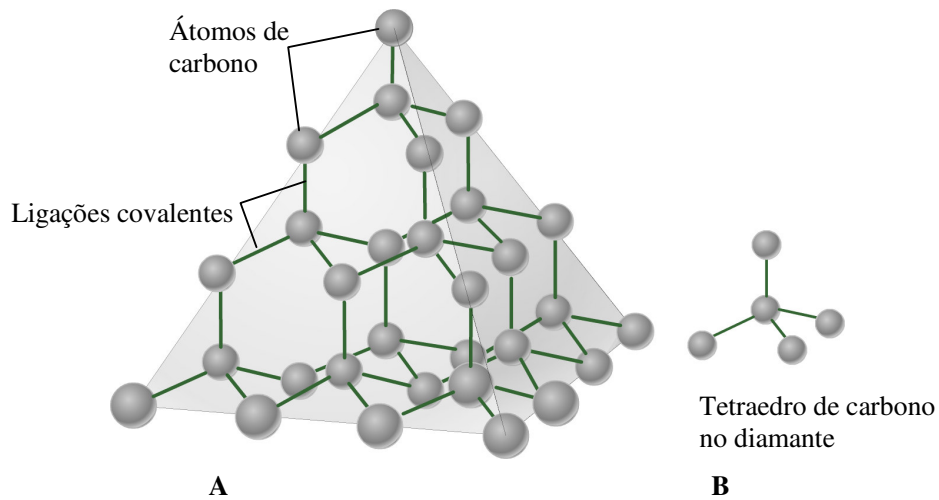


Figura II.11 – (A) Representação esquemática da estrutura cristalina do diamante. (B) Tetraedro de carbono isolado. Modificado de Skinner & Porter (1992).

Sendo o número atómico do carbono igual a seis ($Z=6$), os átomos deste elemento apresentam 2 electrões na orbital interna e 4 electrões na orbital externa. Para cumprir a regra da octana, são necessários mais 4 electrões na camada externa. Através da partilha de electrões entre o átomo de carbono central e cada um dos quatro átomos adjacentes, o tetraedro adquire uma configuração estável. A repetição desta estrutura nas três direcções do espaço produz um mineral com simetria cúbica, densa – o diamante (Fig. II.11) (Carvalho, 2002).

Como as forças eléctricas responsáveis pela ligação covalente actuam preferencialmente na vizinhança do electrão partilhado, as estruturas resultantes podem ter um carácter fortemente direccionado, o que faz com que a simetria dos cristais com ligação covalente seja, frequentemente, mais baixa do que a dos cristais onde predominam as ligações iónicas (Hurlbut & Sharp, 1998).

As ligações puramente iónicas ou puramente covalentes não são comuns na natureza. A maioria dos minerais com união covalente também apresenta cargas electrostáticas e ligações de natureza iónica. Para determinar o carácter dominante de uma ligação (iónica ou covalente) é necessário ter em conta a maior ou menor capacidade com que os átomos atraem electrões.

II.3.4. ELECTRONEGATIVIDADE E CARÁCTER DAS LIGAÇÕES QUÍMICAS

Numa molécula, a capacidade com que o átomo de um dado elemento químico atrai os electrões dos átomos aos quais se liga é traduzida por um parâmetro conhecido como **electronegatividade** (X). Os elementos com electronegatividade mais alta são aqueles que atraem mais fortemente os electrões partilhados (Figura II.12). Deve-se a Linus Pauling (1948), a primeira escala quantitativa de electronegatividades. Segundo esta escala, o frâncio é o elemento químico com electronegatividade mais baixa ($X=0,7$) e o flúor, o elemento químico com electronegatividade mais alta ($X=4,0$).

O carácter de uma ligação química pode ser avaliado através da diferença de electronegatividades entre os átomos envolvidos. Assim, se a diferença de electronegatividade (ΔX) for:

- $\Delta X = 0$, a ligação será covalente apolar - electrões ligantes igualmente partilhados;

- $0 > \Delta X \leq 1,7$, a ligação será covalente polar – os electrões ligantes são mais atraídos pelo átomo do elemento mais electronegativo;
- $\Delta X \geq 1,7$, a ligação é iónica - o átomo do elemento menos electronegativo dá o(s) electrão(ões) de valência ao mais electronegativo, originando iões de carga contrária que, em virtude das forças electrostáticas, se mantêm unidos no composto

A ligação covalente pura (apolar) só existe entre átomos do mesmo elemento químico, como é o caso do diamante.

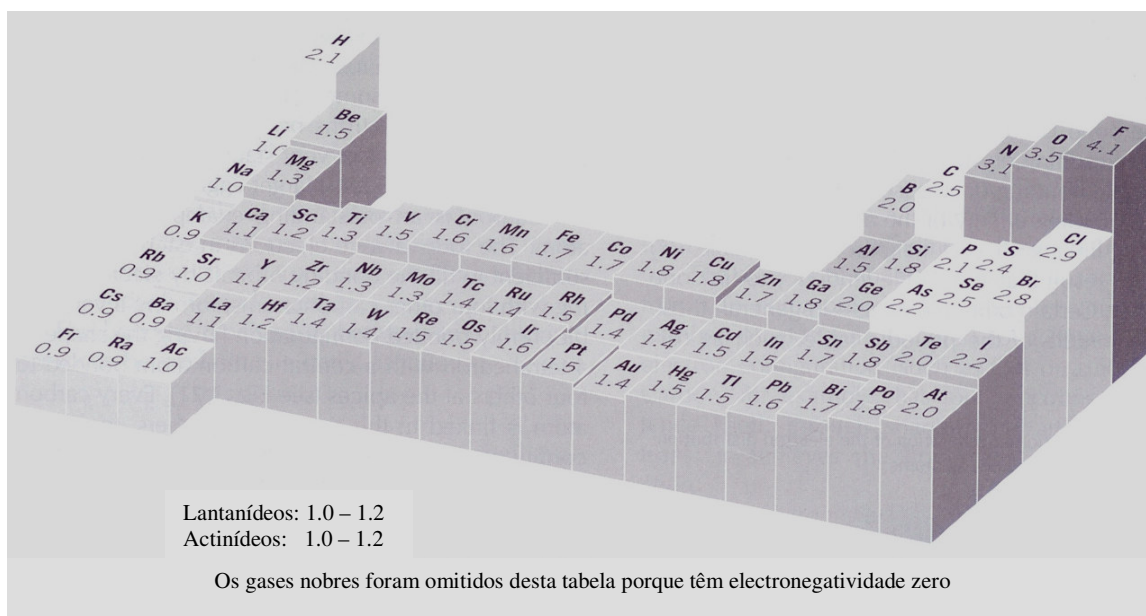


Figura II.12 – Tabela de electronegatividade dos elementos. Extraído de Klein & Hurlbut (2002).

II.3.5. LIGAÇÃO METÁLICA

A ligação metálica é semelhante à ligação covalente, mas envolve a partilha de electrões de orbitais internas. Os electrões envolvidos na ligação não pertencem a qualquer átomo em particular e são livres para mover-se através da estrutura ou mesmo inteiramente fora dela, sem romper o mecanismo da ligação (Dana & Hurlbut, 1976).

Nos metais, como o ferro ou o ouro, os átomos estão empacotados muito densamente e os electrões movem-se livremente através do cristal (Fig. II.13).

Os minerais com este tipo de ligação são brandos e maleáveis. A grande facilidade de transmissão de energia entre os electrões, quando sujeitos a solicitações térmicas ou eléctricas, explica a sua elevada condutibilidade térmica e eléctrica (Carvalho, 2002).

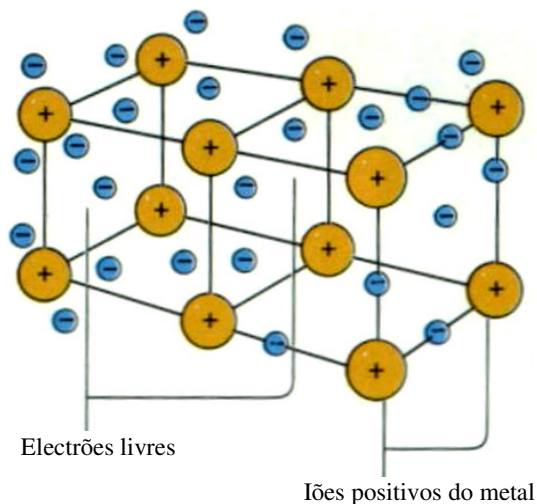


Figura II.13 – Representação esquemática da ligação metálica.

II.3.6. LIGAÇÃO DE VAN DER WAALS

A ligação de Van der Waals, embora seja comum nos compostos orgânicos e nos gases raros, não é frequente entre os minerais. Trata-se de uma ligação fraca causada por forças de atracção electrostática entre átomos ou iões de carga oposta (Dana & Hurlbut, 1976).

A grafite é um exemplo típico de um mineral com ligações de Van der Waals. Tal como o diamante, é constituída exclusivamente por átomos de carbono. Na grafite, os átomos de carbono estão unidos através de ligações covalentes e dispõem-se em camadas que, por sua vez, se ligam entre si através de forças de Van der Waals (Fig. II.14). Os minerais em que este tipo de ligação está presente têm, em geral, dureza baixa e clivagem fácil segundo uma direcção (Carvalho, 2002).

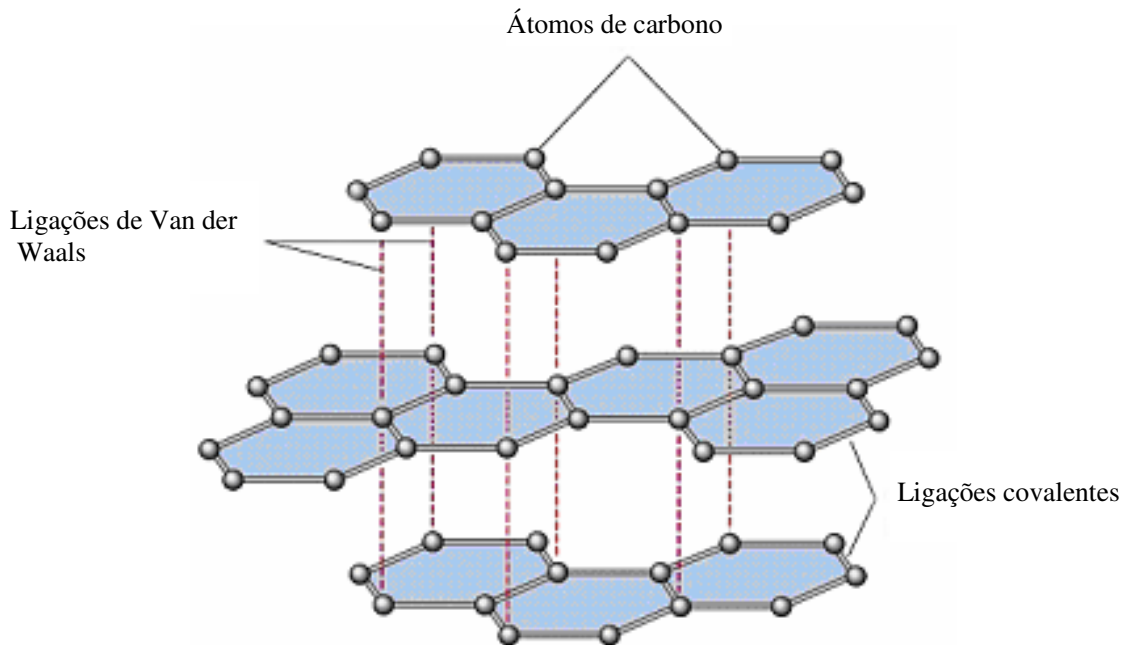


Figura II.14 – Representação esquemática da estrutura da grafite. Adaptado de Skinner & Porter (1992).

II.4. MINERAL

O empacotamento ordenado de átomos/iões nas três direcções do espaço dá origem a sólidos com estrutura cristalina: os **minerais**. Define-se mineral como um *sólido homogéneo, inorgânico, natural, com composição química definida (mas não necessariamente fixa) e estrutura cristalina*.

Os minerais são classificados e denominados com base na sua composição química e na sua estrutura cristalina. Existem substâncias com a mesma composição química que constituem minerais totalmente distintos devido a diferenças na forma como os seus átomos ou moléculas se dispõem espacialmente (exemplo: grafite e diamante).

Em termos de composição química, os minerais podem ser formados por elementos químicos, em estado puro ou quase puro, sais simples ou compostos inorgânicos complexos (como é o caso dos silicatos). A maioria dos compostos orgânicos não dá origem a minerais. No entanto, alguns destes compostos são considerados minerais, em sentido estrito, se tiverem sido formados em ambientes geológicos (petróleo, gás natural, etc.). Também são excluídas da definição de mineral, as substâncias produzidas pela actividade humana (como por exemplo os betões ou os

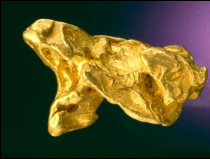






diamantes artificiais), mesmo que possuam composições e estruturas idênticas às de um mineral. O estudo dos minerais constitui o objecto da Mineralogia.

Na natureza, já foram identificados cerca de 3500 espécies minerais. No entanto, apenas 30 ocorrem como constituintes principais das rochas.

II.5. CLASSES QUÍMICAS MINERAIS

Dana (1837) subdividiu os minerais em diferentes classes químicas com base no tipo de iões negativos (aniões) presentes na sua estrutura, (Tabela II.2).

Tabela II.2 – Principais classes químicas dos minerais (Dana, 1837).

Classe	Anião dominante	Exemplo	Composição Química	
ELEMENTOS NATIVOS	Sem aniões	Ouro	Au	
SULFURETOS SULFOSSAIS	S ²⁻ S, As, Sb	Pirite	FeS ₂	
ÓXIDOS HIDRÓXIDOS	O ²⁻ OH ⁻	Hematite	Fe ₂ O ₃	
HALOGENETOS	Cl ⁻ , F ⁻ , I ⁻ , Br ⁻	Halite	NaCl	
CARBONATOS	(CO ₃) ²⁻	Calcite	CaCO ₃	
SULFATOS FOSFATOS NITRATOS BORATOS	(SO ₄) ²⁻ (PO ₄) ³⁻ NO ₃ ⁻ BO ₃ ³⁻	Anidrite	CaSO ₄	
SILICATOS	(SiO ₄) ⁴⁻	Quartzo	SiO ₂	

II.6. MORFOLOGIA DOS CRISTAIS E SIMETRIA CRISTALINA

Uma das principais consequências do empacotamento ordenado de átomos/iões nas três direcções do espaço é que os cristais do mesmo mineral tendem a apresentar formas semelhantes. Em 1669, Nicolas Steno descobriu que todos os cristais do mesmo mineral apresentavam ângulos iguais entre faces correspondentes, enunciando assim a *Lei da Constância dos Ângulos Interfaciais*. A Lei da Constância dos Ângulos é um auxiliar fundamental na identificação de minerais porque se aplica mesmo nos casos em que o cristal está distorcido. Na figura II.15, representam-se esquematicamente três cristais de quartzo com ângulos interfaciais iguais embora as faces tenham desenvolvimentos distintos.

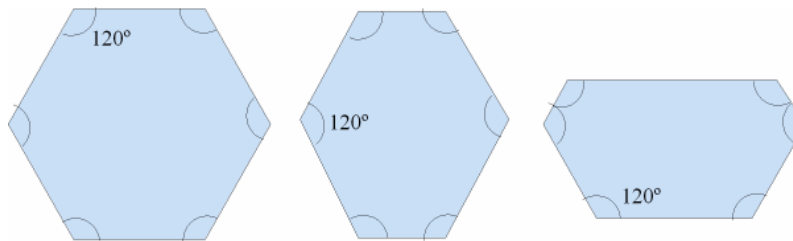


Figura II.15 – Representação esquemática de três cristais de quartzo com ângulos interfaciais iguais.

Quando um mineral cristaliza em condições ideais, sem qualquer espécie de impedimento ao seu crescimento, os cristais resultantes apresentam formas poliédricas perfeitas, limitadas por faces planas e regulares, arestas e vértices. O desenvolvimento de faces é controlado pela distribuição ordenada de átomos na rede cristalina do mineral e constitui, por isso o reflexo externo da sua simetria interna.

II.6.1. ELEMENTOS DE SIMETRIA E OPERAÇÕES DE SIMETRIA

Uma operação de simetria é uma operação geométrica que ao ser aplicada a um objecto, física ou imaginariamente, não provoca alterações do seu aspecto. Existem três tipos de operações de simetria: rotação, reflexão e inversão.

Quando se roda um objecto em torno de um eixo e as suas características se repetem de 180° em 180°, diz-se que o eixo em torno do qual se deu a **rotação** tem simetria rotacional de grau 2 (Fig. II.16a). Note-se que na figura representada, o eixo de rotação é uma linha imaginária perpendicular à superfície do papel e que o motivo de

repetição são as arestas dos polígonos. As imagens obtidas antes e depois de uma rotação de 180° são exactamente iguais.

Se numa rotação de 360° , o objecto apresenta a mesma configuração de 120° em 120° , o eixo de rotação terá grau 3, ou seja as características do objecto repetem-se três vezes durante uma rotação completa ($360^\circ/120^\circ = 3$) (Fig. II.16b). Aos eixos de rotação de graus 4 e 6, correspondem a repetições do objecto de 90° em 90° e de 60° em 60° , respectivamente (Fig. II.16c - d).

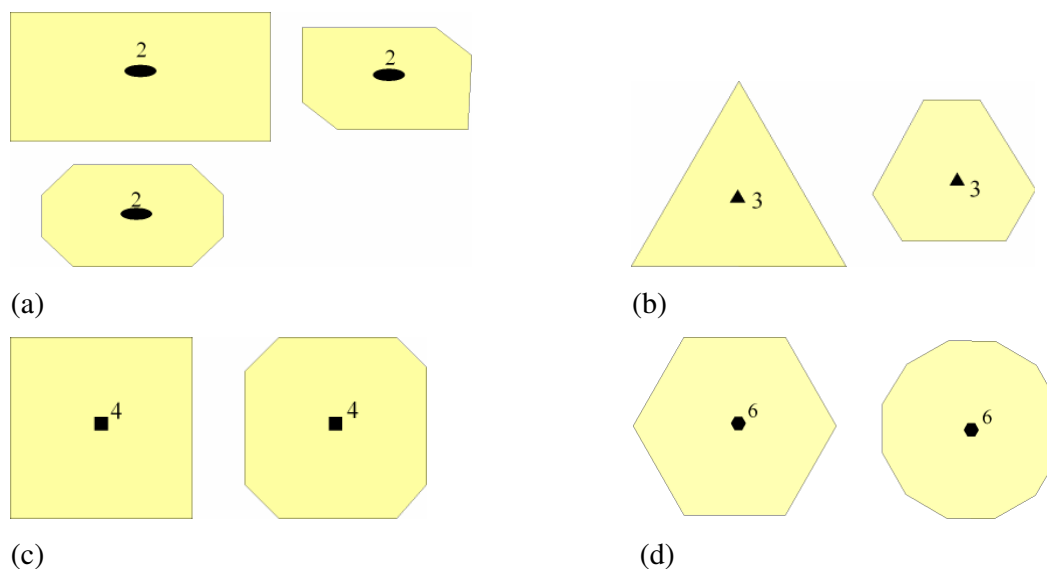


Figura II.16 – Eixos de rotação: (a) grau 2; (b) grau 3; (c) grau 4; (d) grau 6.

Nos cristais não existem eixos de rotação de graus 5, 7, 8 ou mais altos porque esses tipos de simetria são incompatíveis com o arranjo interno dos átomos na rede cristalina.

Para compreender a operação de **reflexão** pode imaginar que corta um objecto em duas metades física e morfologicamente iguais e se coloca um espelho em frente de uma das duas partes. Se a imagem obtida no espelho reproduz a forma original do objecto, o plano do espelho corresponde a um plano de reflexão, geralmente designado pela letra *m*.

O rectângulo ilustrado na Figura II.17 apresenta dois planos de simetria: um plano de simetria transversal e um plano de simetria longitudinal.

A **inversão** é uma operação de simetria que consiste em traçar linhas a partir de todos os pontos do objecto, passando pelo centro e verificar se o comprimento de cada

uma das linhas é equidistante em relação ao centro, ou seja, se a imagem que se obtém do objecto numa das extremidades é inversa da original (Fig. II.18). Quando assim acontece, diz-se que o cristal tem centro de simetria, que se simboliza pela letra *i*.

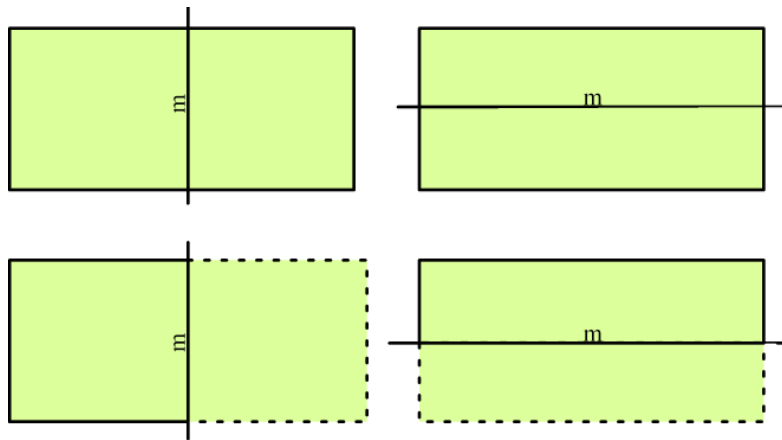


Figura II.17 – Planos de simetria.

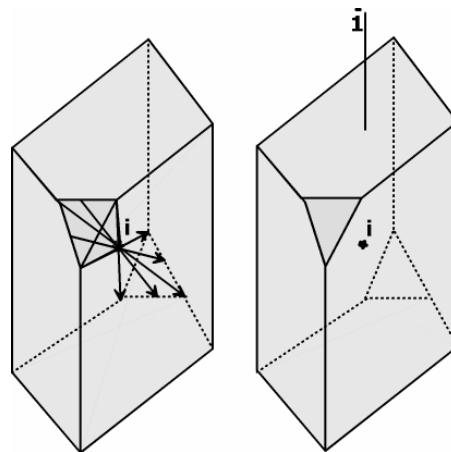


Figura II.18 – Centro de inversão.

A operação de **inversão rotatória** combina uma rotação em torno de um eixo com inversão através do centro, i.e., à medida que se roda o objecto em torno de um eixo dá-se simultaneamente uma repetição e uma inversão da imagem (Fig. II.19).

Quando o centro é o único elemento de simetria de um cristal, pode dizer-se que a sua simetria corresponde a um eixo grau 1 de inversão rotatória, representado pelo símbolo $\bar{1}$ (Fig. II.18). Com efeito, é necessária uma rotação de 360° para ocorrer a repetição da face triangular situada na extremidade superior do cristal (eixo de grau 1). No entanto, para além da repetição desta face obtém-se também a sua imagem invertida

na extremidade oposta (eixo de inversão rotatória de grau 1). Existem eixos de inversão rotatórios de grau 1, 2, 3, 4 e 6 (Dana & Hurlbut, 1976 e Amorós, 1982).

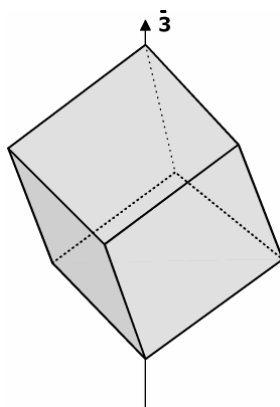


Figura II.19 – Eixo de inversão rotatória de grau 3.

Em objectos tridimensionais como é o caso dos cristais, podem ocorrer diferentes combinações de elementos de simetria (eixos de rotação, eixos de inversão rotatória, planos de reflexão, centro de simetria). As 32 combinações possíveis de elementos de simetria que os cristais podem exibir chamam-se **classes de simetria**.

Na Figura II.20, mostra-se um exemplo de um cristal pertencente a uma das 32 classes de simetria. O conjunto dos seus elementos de simetria pode ser descrito através da seguinte notação: $i, 1A_4, 4A_2, 5m$.

- 4 eixos de rotação de grau 2 (A_2)
- 5 planos de simetria (m)
- Centro de simetria (i)

$i, 1A_4, 4A_2, 5m$

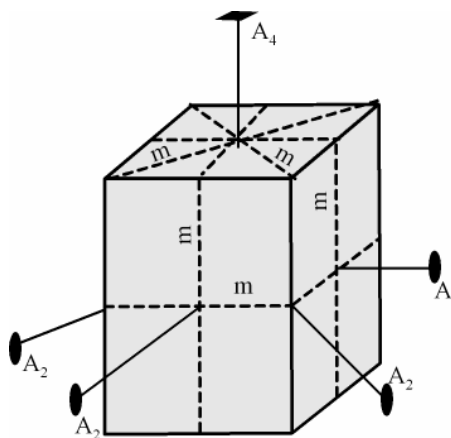


Figura II.20 – Elementos de simetria de um cristal da classe ditetragonal dipiramidal.

Neste cristal há um único eixo de grau 4, perpendicular às faces basais, 2 eixos de grau 2, perpendiculares às faces laterais e dois eixos de grau 2, passando pelas arestas laterais. Para indicar o tipo de eixos presentes, utiliza-se a notação:

4 2 2

Os planos de reflexão são perpendiculares ao eixo de grau 4 ($4/m$) e a cada um dos eixos de grau 2 ($2/m$). A representação da classe de simetria a que o cristal pertence pode ser descrita de forma compacta pela seguinte notação:

$$4/m2/m2/m$$

Sintetizam-se na Tabela II.3, os elementos de simetria das diferentes classes.

II.6.2. EIXOS CRISTALOGRÁFICOS E SISTEMAS CRISTALOGRÁFICOS

Como se referiu anteriormente, a simetria externa de um cristal reflecte o ordenamento interno dos átomos na rede cristalina do mineral. Se se representar a disposição dos átomos da estrutura cristalina do mineral, a duas dimensões, verifica-se que basta conhecer o espaçamento entre os pontos e as direcções (ângulos) que eles definem entre si para gerar toda a estrutura (Fig. II.21). Com efeito, nos exemplos da Figura II.21, é possível reproduzir o arranjo bidimensional dos átomos na estrutura do cristal aplicando uma operação de **translação**, desde que se saibam as distâncias a e b e o ângulo entre elas.

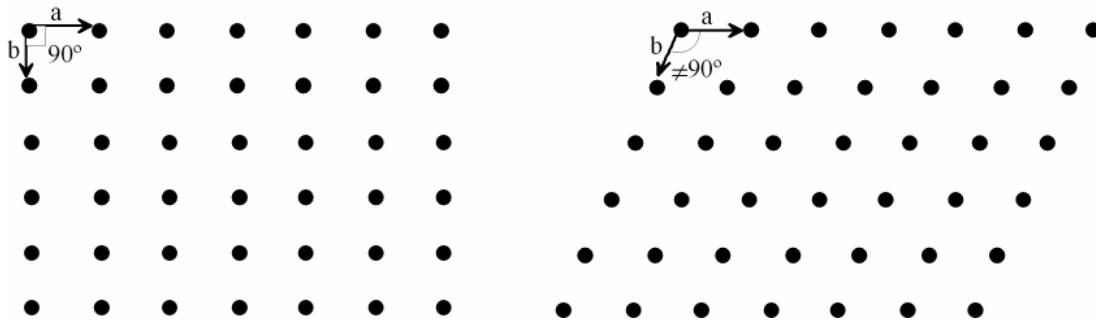


Figura II.21 – Representação da rede cristalina de um mineral no espaço bidimensional.

As faces tendem a desenvolver-se segundo as direcções definidas pelos pontos da rede cristalina, ou seja, segundo as direcções que intersectam os átomos ou moléculas que constituem o átomo (Fig. II.22). Como é enunciado na *Lei de Bravais*, as faces mais comuns são aquelas que intersectam um maior número de pontos da rede.

Embora seja mais fácil visualizar estas relações no espaço bidimensional, os cristais são objectos tridimensionais pelo que se torna necessário definir um sistema de eixos coordenados para melhor compreender as relações geométricas entre as suas faces. Chamam-se **sistemas cristalográficos** ao conjunto de eixos coordenados que nos permitem estudar os cristais no espaço tridimensional. O número de eixos

cristalográficos, assim como as suas dimensões e os ângulos que definem entre si dependem da simetria da rede cristalina.

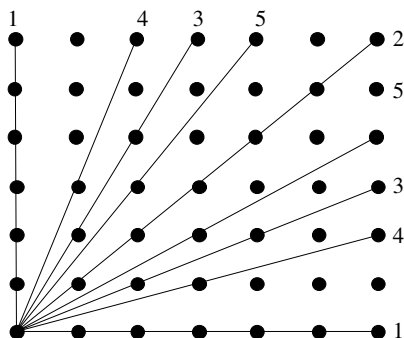


Figura II.22 – Desenvolvimento de faces num cristal. A direcção 1 é a que intersecta um maior número de ponto e constituirá, por isso, uma direcção privilegiada para o desenvolvimento de faces.

Com base nas relações entre os eixos, estabeleceram-se seis sistemas cristalográficos, que se designam, por ordem crescente de simetria, por: sistema triclinico, monoclinico, ortorrômbico, tetragonal, hexagonal e cúbico (Fig. II.23). Os eixos são indicados pelas letras x , y , z , os ângulos entre eles pelos símbolos α , β , γ e os seus comprimentos pelas letras a , b e c .

Tendo em conta que os comprimentos dos eixos cristalográficos (a , b e c) são proporcionais ao espaçamento entre os pontos da rede, pode reproduzir-se a estrutura cristalina do mineral, no espaço a três dimensões, através da translação de um ponto material segundo distâncias a , b e c , fazendo entre si ângulos α , β , γ .

As principais características dos seis sistemas cristalográficos estão sintetizadas na Tabela II.4. Chama-se característica simétrica de um sistema cristalográfico ao conjunto de elementos de simetria que são comuns a todas as formas desse sistema.

II.6.3. CÉLULAS UNITÁRIAS

Os comprimentos dos eixos cristalográficos são definidos em função das dimensões da célula unitária e os ângulos entre eixos dependem da forma da célula unitária. Considera-se uma **célula unitária**, o menor grupo de átomos ou moléculas presentes na estrutura de um mineral cuja repetição por translação no espaço tridimensional permita reproduzir inteiramente a sua rede cristalina. A célula unitária

corresponde, por isso, à menor parte do cristal que contém as suas características e que repetida nas três direcções do espaço dá origem ao mineral (Fig. II.24).

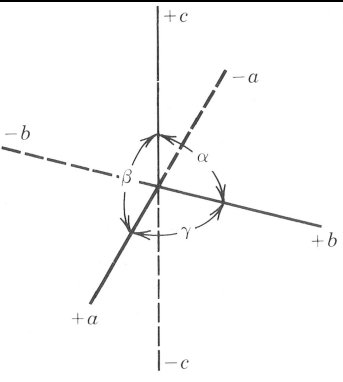
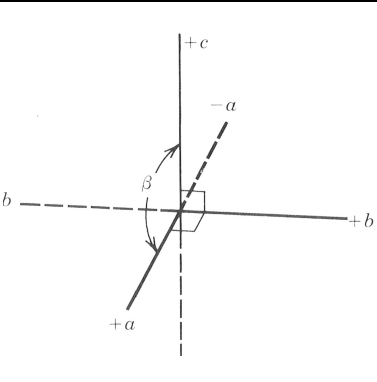
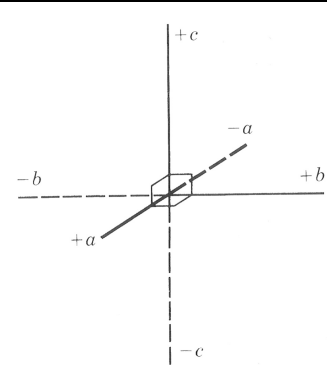
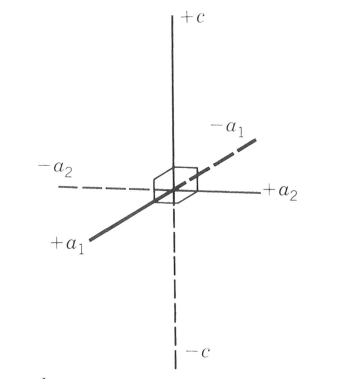
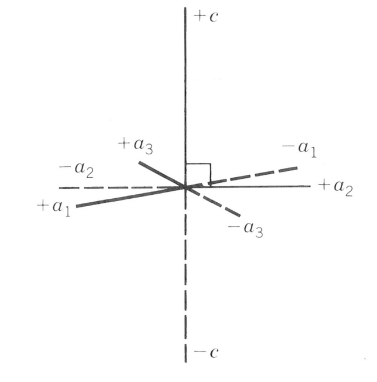
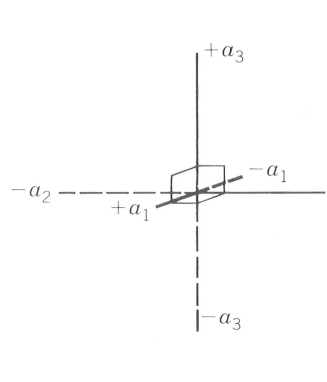
EIXOS CRISTALOGRÁFICOS		
SISTEMA TRICLÍNICO	SISTEMA MONOCLÍNICO	SISTEMA ORTORRÔMBICO
 <p>$a \neq b \neq c \quad \alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$</p>	 <p>$a \neq b \neq c \quad \alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$</p>	 <p>$a \neq b \neq c \quad \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$</p>
SISTEMA TETRAGONAL	SISTEMA HEXAGONAL	SISTEMA CÚBICO
 <p>$a_1 = a_2 \neq c \quad \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$</p>	 <p>$a_1 = a_2 = a_3 \neq c \quad \alpha = \beta = 90^\circ \quad \gamma = 120^\circ$</p>	 <p>$a_1 = a_2 = a_3 \quad \alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$</p>

Figura II.23 – Os seis sistemas cristalográficos. Adaptado de Klein & Hurlbut (2002).

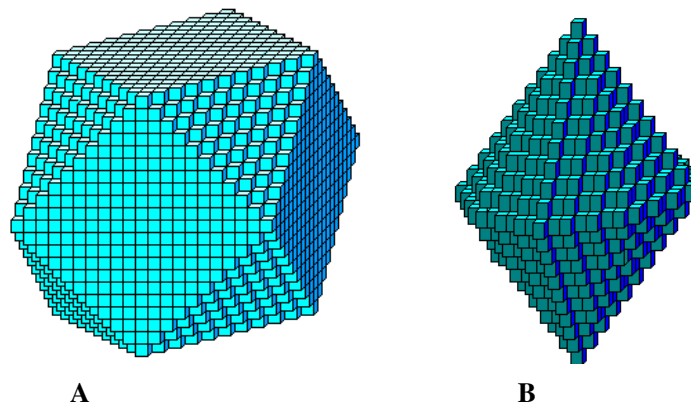
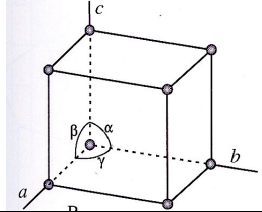

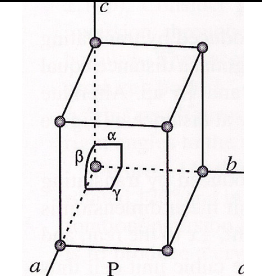

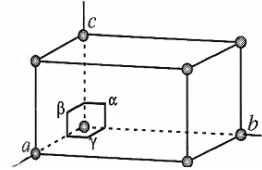

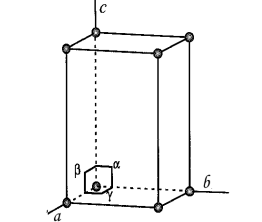

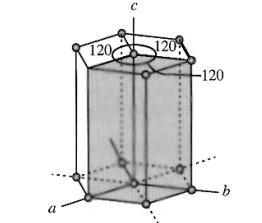

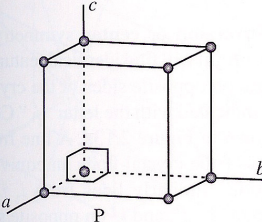
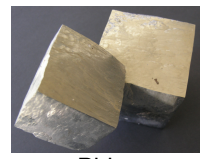


Figura II.24 – Relações entre a célula unitária e a forma externa dos cristais. (A) cristal do sistema cúbico limitado por faces cúbicas e octaédricas; (B) cristal do sistema tetragonal limitado por faces piramidais.

Tabela II.3 – As 32 classes de simetria

Sistema cristalográfico	Classe	Simetria	Nome da classe
TRICLÍNICO	1	Nenhum	Pedial
	$\bar{1}$	I	Pinacoidal
MONOCLÍNICO	2	1 A ₂	Esfenoidal
	M	1m	Domática
	2/m	i, 1 A ₂ , 1m	Prismática
ORTORRÔMBICO	222	3 A ₂	Rômico-disesfenoidal
	mm2 (2mm)	1 A ₂ , 2m	Rômico-piramidal
	2/m2/m2/m	i, 3 A ₂ , 3m	Rômico-dipiramidal
TETRAGONAL	4	1 A ₄	Tetragonal-piramidal
	$\bar{4}$	\bar{A}_4	Tetragonal-disesfenoidal
	4/m	i, 1 A ₄ , 1m	Tetragonal-dipiramidal
	422	1 A ₄ , 4 A ₂	Tetragonal-trapezoedra
	4mm	1 A ₄ , 4m	Ditetragonal-piramidal
	$\bar{4}2m$	1 \bar{A}_4 , 2 A ₂ , 2m	Tetragonal-escaloedra
	4/m2/m2/m	i, 1 A ₄ , 4 A ₂ , 5m	Ditetragonal-dipiramidal
HEXAGONAL	3	1 A ₃	Trigonal-piramidal
	$\bar{3}$	1 \bar{A}_3	Romboedra
	32	1 A ₃ , 3 A ₂	Trigonal-trapezoedra
	3m	1 A ₃ , 3m	Ditrigonal-piramidal
	$\bar{3}2/m$	1 \bar{A}_3 , 3 A ₂ , 3m	Hexagonal-escaloedra
	6	1 A ₆	Hexagonal-piramidal
	$\bar{6}$	1 A ₆	Trigonal-dipiramidal
	6/m	i, 1 A ₆ , 1m	Hexagonal-dipiramidal
	622	1 A ₆ , 6 A ₂	Hexagonal-trapezoedra
	6mm	1 A ₆ , 6m	Dihexagonal-piramidal
	$\bar{6}m2$	1 \bar{A}_6 , 3 A ₂ , 3m	Ditrigonal-dipiramidal
	6/m2/m2/m	i, 1 A ₆ , 6 A ₂ , 7m	Dihexagonal-dipiramidal
CÚBICO	23	3 A ₂ , 4 A ₃	Tetraedra
	2/m $\bar{3}$	3 A ₂ , 3m, 4 \bar{A}_3	Diploidal
	432	3 A ₄ , 4 A ₃ , 6 A ₂	Giroidal
	$\bar{4}3m$	3 A ₄ , 4 A ₃ , 6m	Hexatetraédrica
	4/m $\bar{3}2/m$	3 A ₄ , 4 A ₃ , 6 A ₂ , 9m	Hexaoctaédrica

Tabela II.4 – Características dos Sistemas Cristalográficos.

SISTEMA CRIStALOGRAFICO	CARACTERÍSTICAS SIMÉTRICAS	CONSTANTES CRIStALOGRAFICAS (eixos e ângulos entre eixos)	EXEMPLO
TRICLÍNICO	Apenas um centro de simetria, ou nenhum.	$a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$	  Distena
MONOCLÍNICO	Um eixo binário e um plano de simetria, isolados ou combinados.	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$	  Moscovite
ORTORRÔMBICO	Três eixos binários perpendiculares entre si e três planos de simetria, isolados ou combinados.	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	  Olivina
TETRAGONAL	Um eixo quaternário	$a = b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	  Cassiterite
HEXAGONAL	Um eixo senário	$a = b \neq c$ $\alpha = \beta = 90^\circ \neq \gamma = 120^\circ$	  Quartzo
CÚBICO	Quatro eixos ternários	$a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$	  Pirite

II.7. PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MINERAIS

As propriedades físicas dos minerais são uma consequência directa da sua composição química e da sua estrutura. Neste capítulo tratar-se-ão apenas as propriedades físicas que podem ser determinadas directamente em amostra de mão ou através de ensaios simples. A determinação deste tipo de propriedades é extremamente importante para a identificação macroscópica dos minerais.

II.7.1. COR, BRILHO E TRANSPARÊNCIA

Em amostra de mão, a cor e o brilho do mineral são, normalmente, as características que se observam em primeiro lugar e estão intimamente relacionadas com a interacção dos minerais com o espectro da luz visível (luz branca).

Quando a luz branca incide sobre a superfície de um mineral pode ser transmitida, difundida, reflectida ou absorvida. Os minerais que se deixam atravessar pela luz e a transmitem total ou parcialmente são **transparentes** (s.l.) e apresentam **brilho não metálico**. Em contrapartida, os minerais que reflectem e/ou difundem toda a luz que neles incide serão **opacos** e tenderão a mostrar **brilho metálico** (Fig. II.25).

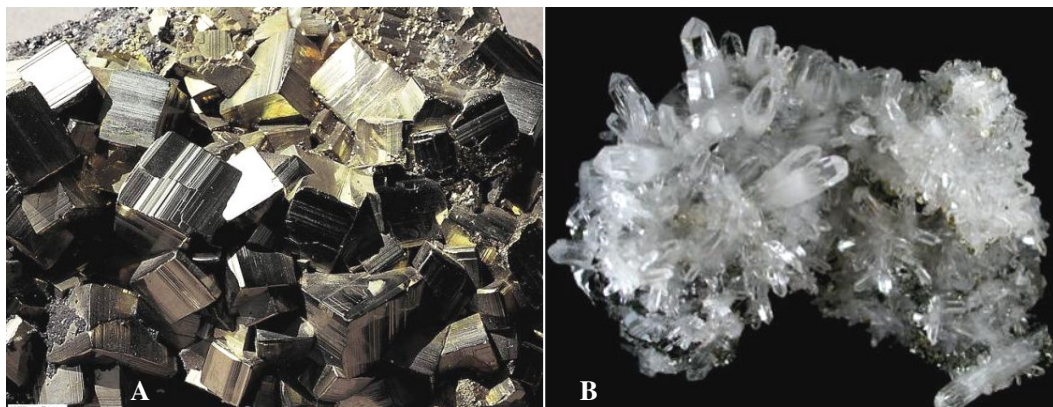


Figura II.25 – (A) Pirite - mineral opaco com brilho metálico. (B) Quartzo – mineral transparente com brilho não metálico.

Com base no grau de transparência à luz (também chamada diafaneidade), os minerais podem ser classificados nas seguintes categorias: hialinos, transparentes (s.s.), translúcidos e opacos. Os minerais hialinos, transparentes e translúcidos distinguem-se dos opacos por permitirem a passagem da luz, o que faz com que seja possível observar outros objectos através deles. A nitidez dos contornos dos objectos observados diminui dos minerais hialinos, para os transparentes e para os translúcidos.

O brilho depende não só do grau de polimento da superfície do mineral mas também da natureza das forças de ligação química. O brilho metálico é característico dos minerais que apresentam ligações metálicas e reflectem completamente a luz (minerais opacos), como é o caso dos metais nativos e dos sulfuretos. Estes minerais têm a aparência brilhante dos metais (Press & Siever, 2001).

Os minerais com brilho não metálico têm, em geral, ligações iónicas e/ou covalentes, capacidade de transmissão da luz (transparentes, s.l.) e cor clara. Para descrever os diferentes tipos de brilho não metálico usam-se frequentemente os seguintes termos (Press & Siever, 2001):

- vítreo – semelhante ao brilho do vidro (e.g. quartzo, turmalina);
- nacarado - semelhante ao brilho das pérolas (e.g. micas);
- gorduroso - aspecto oleoso (e.g. quartzo, nefelina);
- sedoso - semelhante ao brilho da seda (e.g. malaquite, gesso);
- adamantino - semelhante ao brilho do diamante, brilho intenso (e.g. diamante) (.).

Tanto nos casos em que a luz penetra no mineral (transmissão), como nos casos em que é inteiramente reflectida, pode ocorrer absorção, em maior ou menor grau, dos vários comprimentos de onda que constituem o espectro electromagnético visível ($\lambda=350-750$ nm; $1\text{nm}=10\text{Å}$, Fig. II.26).

A transmissão de todos os comprimentos de onda do espectro visível é captada pelo olho humano como branco, enquanto a absorção quase total da luz dá a impressão de negro. As restantes cores resultam da combinação dos comprimentos de onda que não são absorvidos pelo mineral. Se, por exemplo, um mineral transmitir o comprimento de onda de 660 nm e absorver todos os outros, a sua cor será percebida pelo olho humano como vermelho (Fig. II.26). A sensação de púrpura é produzida por misturas de vermelho e violeta, enquanto a de castanho, por misturas de vermelho, azul e amarelo (Nesse, 2000).

A maior ou menor facilidade com que os minerais absorvem os diferentes comprimentos de onda da luz depende da natureza dos átomos presentes na sua estrutura. Existem alguns elementos químicos que conferem uma cor característica. Os minerais, que incorporam estes elementos como constituintes fundamentais, têm uma cor constante e chamam-se **idiocromáticos**. Nestes casos, a cor pode ser usada como

um meio importante de identificação. Por exemplo, a malaquite é sempre verde, a azurite, azul e a rodocrosite, vermelha ou rosa (Fig. II.27).

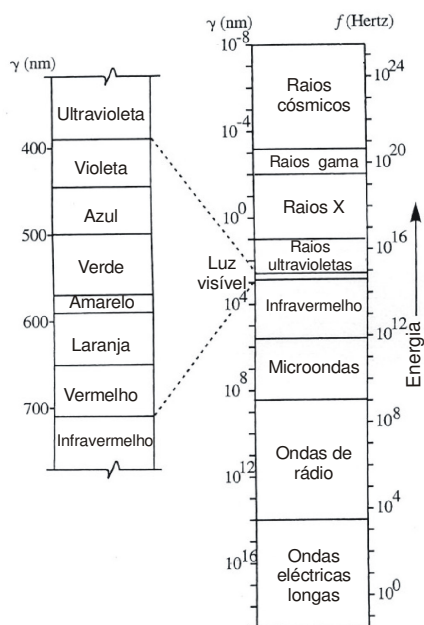


Figura II.26 – O espectro eletromagnético. A luz visível constitui apenas uma pequena parte do espectro eletromagnético com comprimentos de onda no vácuo variando entre 350 e 750 nm. Extraído de Nesse (2000).

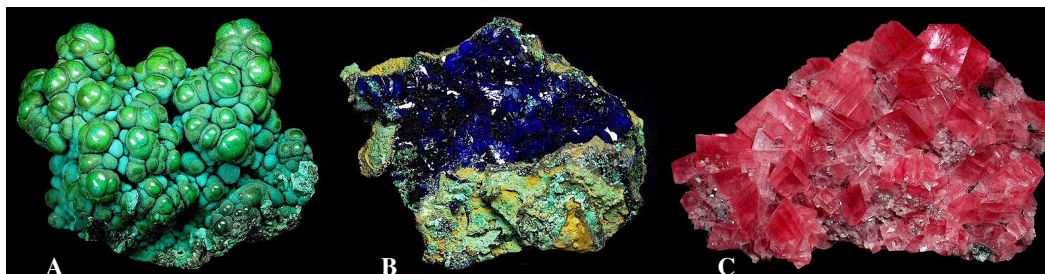


Figura II.27 – Minerais idiomórficos. (A) Malaquite. (B) Azurite. (C) Rodocrosite.

No entanto, a maioria dos minerais transparentes, com brilho não metálico, apresenta uma gama, mais ou menos variada, de cores, devido à presença de impurezas, variações na composição química e/ou imperfeições na estrutura cristalina. Estes minerais, designados como **alocromáticos**, não podem ser identificados apenas com base na cor. O quartzo é um bom exemplo de um mineral alocromático pois a sua cor varia de branco a fumado, passando por rosa, lilás e amarelo.

II.7.2. RISCA

Chama-se **risca** ou traço à cor do pó fino do mineral. A risca é usada frequentemente na identificação de minerais porque a sua cor é constante, mesmo que o mineral tenha cores diferentes. Esta propriedade pode ser facilmente determinada, riscando o mineral sobre uma porcelana não vidrada (Fig. II.28).

Quando o mineral é mais duro que a porcelana, não se reduz a pó e a sua risca não pode ser observada por este processo.

Os minerais com brilho metálico tendem a apresentar risca de cor escura, que nem sempre coincide com a cor do mineral. A pirite com cor amarelo-latão tem uma risca quase preta. A risca pode ser uma característica diagnóstica na discriminação de alguns minerais. A magnetite, a goetite e a hematite são minerais do grupo dos óxidos / hidróxidos com a mesma cor (negra) e riscas distintas: preta, amarelada e avermelhada, respectivamente (Plummer et al., 2005).

Nos minerais idiocromáticos com brilho não metálico, a risca tem a mesma cor do mineral, mas mais esbatida. Em contrapartida, os minerais alocromáticos não metálicos apresentam, geralmente, risca branca ou acinzentada, qualquer que seja a cor do mineral. A biotite constitui um bom exemplo desta situação pois, apesar da sua cor preta, tem risca quase branca (Plummer et al., 2005).



Figura II.28 – Risca da hematite. O mineral hematite pode apresentar várias cores, mas a risca é sempre avermelhada. Retirado de Press & Siever (2001).





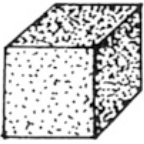
II.7.3. HÁBITO E FORMA

Utiliza-se o termo **hábito** para descrever a aparência externa de um cristal ou de um agregado de cristais em amostra de mão. Quando um mineral ocorre em cristais bem individualizados, pode apresentar os seguintes tipos de hábito (Tabela II.5):

- prismático – cristais alongados numa direcção
- acicular – cristais finos, muito alongados, em forma de agulha;
- tabular - cristais prismáticos achatados;
- laminar – cristais com estrutura em folha;
- equidimensional – cristais com dimensões semelhantes nas três direcções do espaço, etc.

Para designar agregados de cristais são usados termos como: (a) drusas – superfícies cobertas por camadas cristais, (b) dendrites – com aspecto arborescente, (c) radial – grupos de cristais radiais, (d) botrioidal – formas globulares, etc.

Tabela II.5 – Tipos de hábito presentes nos cristais. Adaptado de Dorado (1989).




HÁBITO				
Prismático	Acicular	Tabular	Laminar	Equidimensional
				

O hábito está relacionado com a estrutura interna do mineral e com as condições de formação. Dependendo destes factores, alguns minerais tendem a ocorrer em cristais com formas geométricas regulares e faces cristalográficas bem desenvolvidas, enquanto outros constituem grãos irregulares. O conceito de **forma** foi introduzido para distinguir os minerais quanto ao grau de desenvolvimento das suas faces cristalográficas. Com base na forma, os grãos de um dado mineral podem ser classificados em três grandes grupos (Tabela II.6) (Klein & Hurlbut, 2002):

- euédricos ou idiomórficos – limitados por faces bem definidas, independentemente do hábito
- subédricos ou subidiomórficos – parcialmente limitados por faces;
- anédricos ou xenomórficos – desprovido de faces.

Por exemplo, os grãos de quartzo presentes nas rochas graníticas são, em geral, anédricos porque cristalizam tardiamente e são forçados a adaptar-se aos espaços entre os outros minerais já formados.

Tabela II.6 – Tipos de forma presentes nos cristais. Adaptado de Dorado (1989).

FORMA		
Euédricos	Subédricos	Anédricos
		

II.7.4. CLIVAGEM E FRACTURA

O modo como os minerais partem quando lhes é aplicada uma força depende essencialmente da estrutura cristalina e do tipo de ligações atómicas. Diz-se que um mineral tem **clivagem** quando parte segundo superfícies planas, paralelas e bem definidas (Fig. II.29). Em contraste, o mineral apresenta fractura quando a rotura se dá de forma irregular, sem orientação preferencial (Plummer et al, 2005).



Fig. II.29 – Clivagem das micas. Extraído de Press & Siever (2001).

Os planos de clivagem desenvolvem-se paralelamente a planos de fraqueza da estrutura cristalina. Esta debilidade pode estar relacionada com a existência de ligações fracas em determinadas direcções, com um maior espaçamento entre planos atómicos ou com uma combinação dos dois factores. A grafite tem uma clivagem laminar porque as ligações que existem no interior das camadas de átomos de carbono (covalentes) são muito mais fortes do que as ligações entre camadas (Van der Waals) (Fig. II.14). Tal como a grafite, as micas (biotite e moscovite) dividem-se facilmente em folhas devido

às fracas ligações entre folhas (Fig. II.29). Por outro lado, o diamante, embora só apresente ligações covalentes, tem clivagem octaédrica perfeita segundo os planos em que os átomos estão mais espaçados (Fig. II.11).

A clivagem deve ser descrita em termos de qualidade (e.g. perfeita, boa, fraca, pobre) e do número de direcções em que ocorre. Os planos de clivagem são sempre paralelos a uma das possíveis faces cristalográficas do mineral. Por isso, a direcção de cada conjunto de planos de clivagem é expressa através dos índices da forma cristalográfica correspondente.

A biotite e a moscovite têm uma única direcção de clivagem, perpendicular ao eixo cristalográfico c e paralela às faces (001) (Fig. II.30). Diz-se que estes minerais possuem clivagem basal {001} (Fig. II.30).

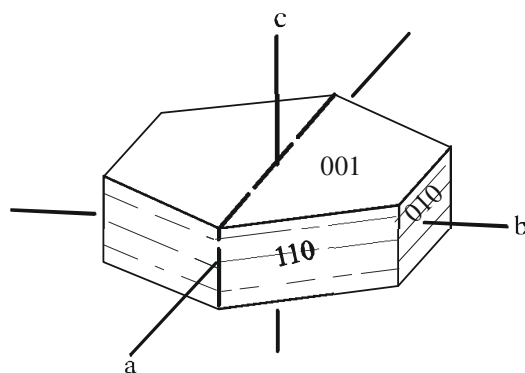


Figura II.30 – Representação esquemática de mineral com clivagem basal. Adaptado de Nesse (2000).

Por outro lado, tanto a calcite como a galena apresentam clivagem em três direcções distintas. No entanto, a galena parte segundo sólidos geométricos com forma cúbica, enquanto a calcite dá origem a romboedros (Fig. II.31B e C). A primeira é designada clivagem cúbica e a segunda, romboédrica (Hurlbut & Klein, 1982).

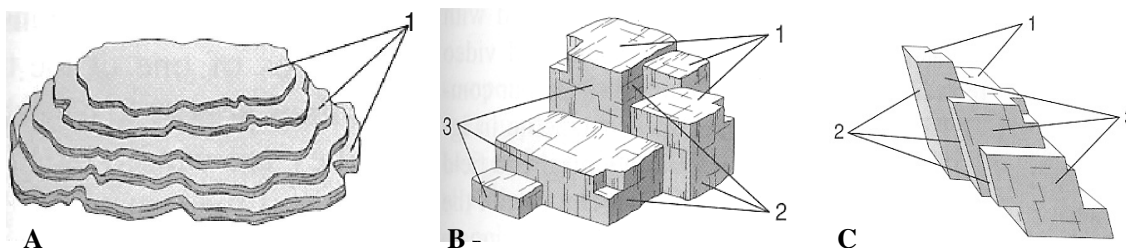


Figura II.31 - Alguns tipos de clivagem observados em minerais. (A) Clivagem basal, exemplo: mica. (B) Clivagem cúbica, exemplo: galena. (C) Clivagem romboédrica, exemplo: calcite. (1, 2 e 3 – direcções de clivagem). Modificado de Plummer et al. (2005).

Por oposição à clivagem, chama-se **fractura** à rotura de um mineral segundo superfícies irregulares, sem qualquer relação com a sua estrutura cristalina. As superfícies de fractura distinguem-se facilmente dos planos de clivagem por não terem direcção bem definida nem se repetirem paralelamente a si próprias.

Os termos mais usados para caracterizar os principais tipos de fractura são: (a) fractura irregular - superfícies rugosas e irregulares, (b) fractura conchoidal - superfícies curvas, suaves e lisas, com o aspecto da parte interna de uma concha e (c) fractura esquirolosa - superfícies dentadas e pontiagudas, semelhantes às farpas de madeira (Hurlbut & Klein, 1982).

II.7.5. DUREZA

A **dureza** (D) é a resistência que a superfície lisa de um mineral oferece a ser riscada por outro mineral. É tanto maior quanto mais fortes forem as ligações químicas entre os átomos constituintes. Por isso, os minerais com ligações covalentes têm, geralmente, dureza superior à dos minerais onde predominam as ligações iónicas. A dureza é uma característica específica de cada espécie mineral, sendo extremamente importante para a sua identificação. Note-se, contudo, que se trata de uma propriedade direccional, pelo que um mesmo mineral pode apresentar durezas diferentes em direcções distintas (Press & Siever, 2001).

Com base na comparação das durezas relativas de 10 minerais padrão, F. Mohs (1773-1839), propôs a primeira escala quantitativa de dureza, que é ainda hoje amplamente utilizada (Tabela II.7). Na Escala de Mohs, os minerais dispõem-se por ordem crescente de dureza, correspondendo a dureza 1 ao mineral mais mole (talco) e a dureza 10 ao mineral mais duro (diamante).

Os minerais com uma dada dureza riscam todos os termos da Escala de Mohs com dureza inferior e são riscados pelos termos com dureza superior. Assim, um fragmento de um mineral desconhecido que deixe um sulco na apatite (dureza 5) e seja riscado pela ortose (dureza 6) terá dureza 5,5.

Para substituir alguns dos termos da Escala de Mohs, é possível usar alguns materiais alternativos, tais como: a unha da mão ($D \approx 2$), a moeda de cobre ($D \approx 3$), canivete e vidro ($D \approx 5,5$).

Tabela II.7 - Escala de Mohs

DUREZA	MINERAL
1	Talco
2	Gesso
3	Calcite
4	Fluorite
5	Apatite
6	Ortose
7	Quartzo
8	Topázio
9	Corindo
10	Diamante

A
U
M
E
N
T
O

D
A

D
U
R
E
Z
A

II.7.6. MASSA ESPECÍFICA, PESO ESPECÍFICO E DENSIDADE

Os termos massa específica, peso específico e densidade são frequentemente utilizados como sendo equivalentes. No entanto, existem diferenças entre estes conceitos. Na nomenclatura portuguesa, a **massa específica** corresponde à relação entre a massa e o volume de um corpo e, o **peso específico**, à relação entre o seu peso e o seu volume. Embora tenham o mesmo valor numérico, as duas grandezas são expressas em unidades distintas: g/cm^3 , no caso da massa específica, e gf/cm^3 , no caso do peso específico. A **densidade** é, por sua vez, uma grandeza sem dimensões, dada pela razão entre a massa específica da substância e a massa de igual volume de água. Tendo em conta que massa específica da água é praticamente igual a 1, a densidade (d) de uma substância é muitas vezes confundida com a sua massa específica ou com o seu peso específico.

A densidade de um mineral depende de dois factores: (a) o peso atómico dos átomos que o compõem e (b) o tipo de empacotamento atómico. Em minerais com composição química fixa, a densidade é constante e pode ser usada como elemento de identificação. Em trabalhos com pedras preciosas recorre-se frequentemente à determinação da densidade porque permite a sua identificação sem danificar as amostras (Press & Siever, 2001).

O crescente recurso a bibliografia estrangeira e/ou a traduções destas obras contribuiu para criar ainda mais confusão. Com efeito, nas publicações de origem anglo-saxónica, a densidade é definida do mesmo modo que a massa específica da nomenclatura portuguesa (ou seja, expressa em g/cm^3), entendendo-se peso específico como uma grandeza adimensional, dada pela relação entre o peso da substância e o peso de igual volume de água.

II.7.7. PROPRIEDADES ELÉCTRICAS E MAGNÉTICAS

A condução de electricidade em minerais depende do tipo de ligações químicas. Os minerais com ligações metálicas puras, tais como os metais nativos, são excelentes condutores de electricidade, enquanto os minerais com ligações iónicas ou covalentes são normalmente fracos condutores (Klein & Hurlbut, 2002).

A piezoelectricidade é uma outra propriedade que alguns minerais apresentam e consiste na produção de uma polarização eléctrica quando o mineral é submetido a uma pressão externa. O quartzo e a turmalina são exemplos clássicos de minerais com esta propriedade.

Certos minerais, como a magnetite e a pirrotite, são fortemente atraídos por um pequeno íman de bolso (ferromagnéticos), enquanto outros só são afectados por um electroíman potente (paramagnéticos) e outros, ainda, são repelidos (diamagnéticos). Devido às diferenças de susceptibilidade magnética é possível proceder à separação de minerais, à escala laboratorial ou industrial, usando electroímans.

CAPÍTULO III: SILICATOS

III.1. INTRODUÇÃO

Qualquer que seja o processo envolvido na sua gênese, nenhum mineral se pode formar se não existirem os ingredientes químicos (átomos ou moléculas) que o constituem. É por isso que os minerais mais comuns são aqueles que são compostos pelos elementos químicos mais abundantes no seu ambiente de formação.

A maioria dos minerais conhecidos ocorre nas rochas da crosta terrestre. Sabe-se actualmente, que a crosta da Terra contém 95% de rochas ígneas e metamórficas, 4% de argilitos, 0.75% de arenitos e 0.25% de calcários e tem como principais constituintes os seguintes elementos químicos: **O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na e K** (Fig. III.1).

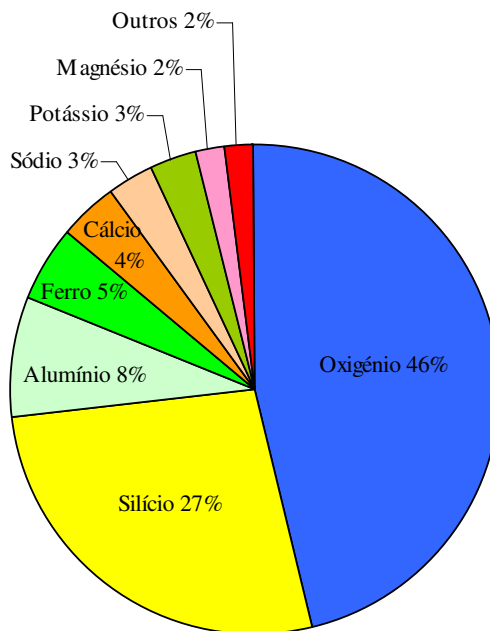


Figura III.1 – Abundância dos elementos químicos na crosta terrestre.

Na Tabela III.1., indicam-se as abundâncias médias dos elementos na crosta, expressas de diferentes modos: % em peso; % atômica e % volume (Mason, 1966). Como se pode observar na Tabela, os 8 elementos químicos O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na e K representam, no conjunto, cerca de 98% da crosta terrestre, sendo o oxigênio claramente dominante. Este aspecto torna-se ainda mais evidente quando se analisa a coluna das % atômicas (coluna 2) onde se verifica que em cada 100 átomos da crosta terrestre, cerca de 63 são de oxigênio. Devido às grandes dimensões do anião O^{2-} , o oxigênio constitui aproximadamente 94% do volume da crosta (coluna 3). Os outros elementos ocorrem como pequenos catiões coordenados pelo oxigênio, o que faz com que as suas % volumétricas sejam muito reduzidas.

Tabela III.1 – Abundância dos elementos na crosta (Clarke e Washington, 1924).

Elemento	% peso	% atômica	% volume
O	46.60	62.55	~94
Si	27.72	21.22	~6
Al	8.13	6.47	
Fe	5.00	1.92	
Ca	3.63	1.94	
Na	2.83	2.34	
K	2.59	1.42	
Mg	2.09	1.84	
Total	98.59	100.00	100

Tendo em conta a composição média da crosta, não é de estranhar que os minerais mais comuns pertençam à classe dos silicatos. Com efeito, os silicatos, em particular os feldspatos e os minerais de argila, representam cerca de 90% dos minerais constituintes das rochas.

III.2. A UNIDADE BASE DOS SILICATOS

Como consequência da sua abundância na crosta, o oxigênio tende a constituir o anião maior ao qual se ligam todos os outros catiões. Mostram-se na Tabela III.2, os números de coordenação, os poliedros de coordenação e os raios iónicos dos catiões mais comuns na crosta terrestre (ver também capítulo II, Tabela II.1).

A relação de raios dos iões Si^{4+} e O^{2-} indica que o catião de silício pode coordenar 4 oxigénios fazendo com que a configuração tetraédrica seja a mais estável para o agrupamento silício-oxigénio (Tabela III.2).

Tabela III.2 – Números de coordenação e poliedros de coordenação dos catiões mais comuns

Catião	Nº de coordenação com o Oxigénio	Poliedro de coordenação	Raio iónico (Å)
K^+	8 – 12	Cúbico a cúbico compacto	1.51 (NC = 8) - 1.64 (NC = 12)
Na^+	8 – 6	Cúbico a octaédrico	1.18 (NC = 8) - 1.02 (NC = 6)
Ca^{2+}	8 – 6		1.12 (NC = 8) - 1.00 (NC = 6)
Mn^{2+}	6	Octaédrico	0.83
Fe^{2+}	6		0.78
Mg^{2+}	6		0.72
Fe^{3+}	6		0.65
Ti^{4+}	6		0.61
Al^{3+}	6		0.54
Al^{3+}	4	Tetraédrico	0.39
Si^{4+}	4		0.26
C^{4+}	3	Triangular	0.08

É por isso que a **unidade base** de todos os silicatos é o grupo aniónico SiO_4^{4-} com coordenação tetraédrica. O ião Silício (Si^{4+}), de pequenas dimensões, está localizado no centro do tetraedro e liga-se fortemente a 4 iões de Oxigénio (O^{2-}) que ocupam os vértices (Fig. III.2).

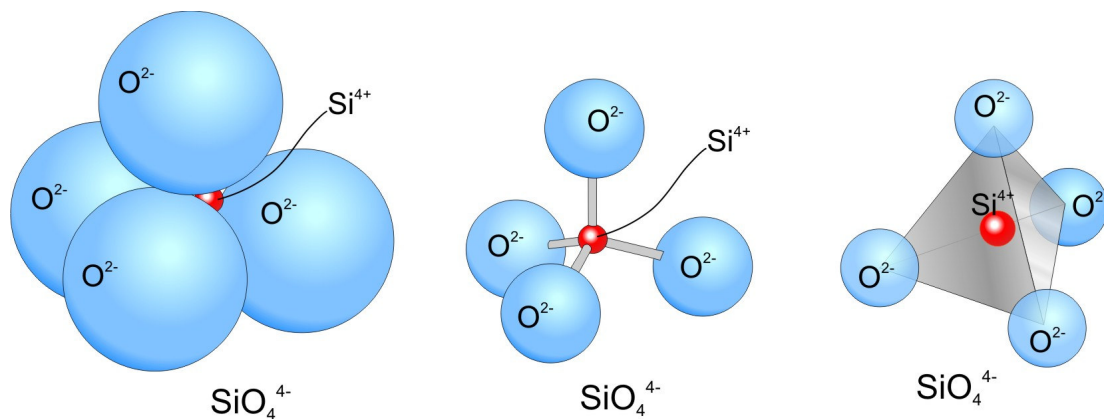


Figura III.2 - Diferentes formas de representar a unidade base dos silicatos: o tetraedro SiO_4^{4-} . Adaptado de Nesse (2000).

A diferença de electronegatividade entre o silício e o oxigénio faz com que a ligação Si-O nos tetraedros SiO_4^{4-} seja 50% iónica e 50% covalente, i.e., depende da atracção electrostática entre iões de cargas contrárias mas também envolve a partilha de electrões entre os átomos que participam na ligação (Dana & Hurlbut, 1976).

No entanto, o grupo aniónico SiO_4^{4-} não pode, só por si, gerar nenhum mineral da classe dos silicatos porque não é electricamente neutro. Existem três modos distintos dos tetraedros SiO_4^{4-} se ligarem a outros iões para neutralizar a sua carga:

- ligação a iões metálicos positivos (e.g. Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+});
- partilha de átomos de oxigénio entre tetraedros adjacentes;
- combinação dos mecanismos anteriores.

No primeiro caso, cada tetraedro SiO_4^{4-} se comporta como uma unidade independente, neutralizando a sua carga eléctrica através da ligação com iões positivos. Os minerais produzidos por este processo apresentam estruturas relativamente simples, constituindo o grupo dos nesossilicatos (Tabela III.3).

O segundo mecanismo envolve a partilha de átomos de oxigénio entre tetraedros adjacentes. Os grupos aniónicos SiO_4^{4-} unem-se entre si originando estruturas progressivamente mais complexas (anéis, folhas, cadeias, etc.) (Dana & Hurlbut, 1976). Este processo, conhecido como **polimerização**, permite formar os seguintes grupos de silicatos (Tabela III.3):

- tetraedros duplos - sorossilicatos;
- anéis - ciclossilicatos;
- cadeias simples e duplas - inossilicatos;
- folhas - filossilicatos;
- estruturas tridimensionais – tectossilicatos.

Nos silicatos em que ocorre polimerização, a unidade estrutural básica é um grupo aniónico complexo. O grupo aniónico pode ser definido pelo menor número de tetraedros cuja repetição no espaço tridimensional permita reproduzir inteiramente a sua rede cristalina.

Como se pode observar na Tabela III.3, a relação entre o número de átomos de silício e de oxigénio na unidade básica de repetição (razão Si:O) varia em função do grau de polimerização. Por exemplo, basta um tetraedro SiO_4^{4-} , com uma razão Si:O de 1:4, para gerar toda a estrutura dos nesossilicatos, enquanto nos inossilicatos de cadeia

simples, a unidade estrutural básica é o complexo aniónico $\text{Si}_2\text{O}_6^{4-}$, constituído por dois tetraedros adjacentes que partilham 2 dos seus oxigénios (Si:O = 2:6 ou, simplificando, 1:3). As razões Si:O das unidades tetraédricas de repetição são fundamentais para deduzir as fórmulas químicas gerais dos silicatos de cada grupo.

Tabela III.3 – Estrutura dos silicatos

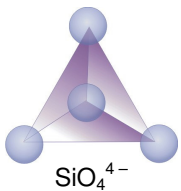
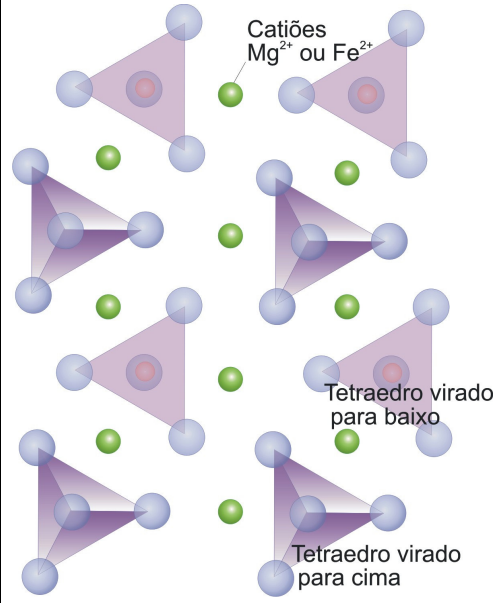
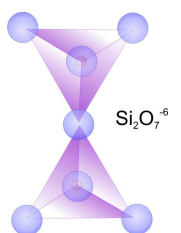
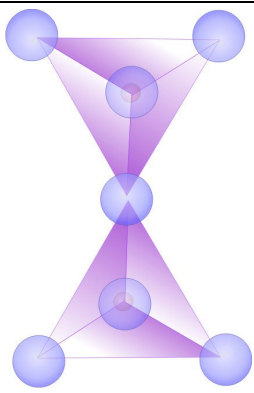
NESOSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
 <p>SiO_4^{4-}</p>	1:4	 <p>Catiões Mg^{2+} ou Fe^{2+}</p> <p>Tetraedro virado para baixo</p> <p>Tetraedro virado para cima</p>	Olivina $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
SOROSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
 <p>$\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$</p>	2:7		Epidoto

Tabela III.3 – Estrutura dos silicatos (continuação)

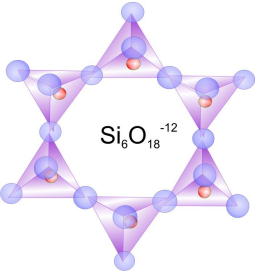
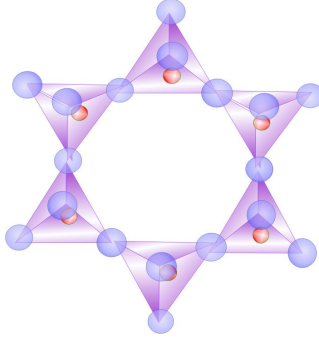
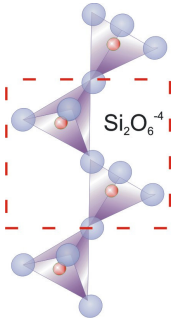
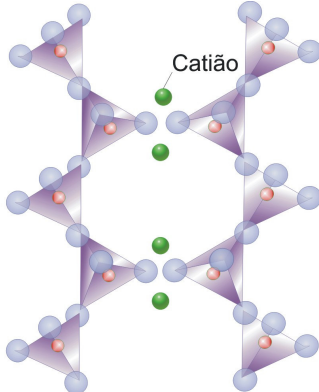
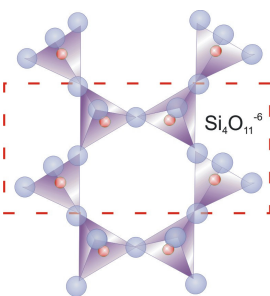
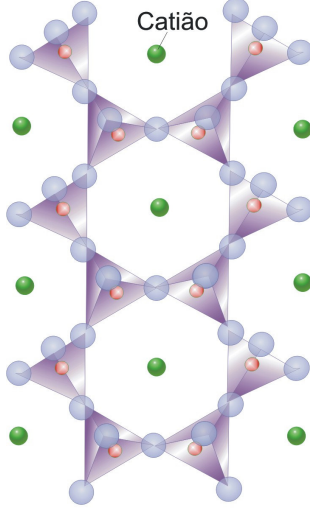
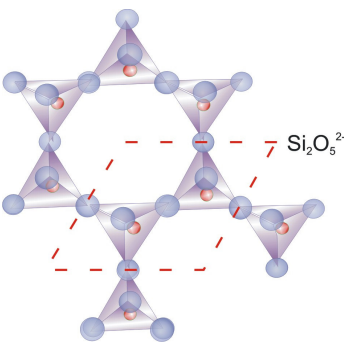
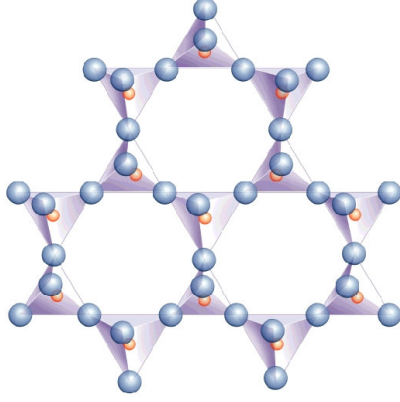
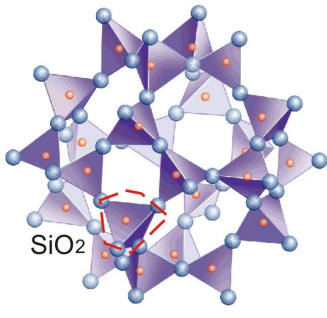
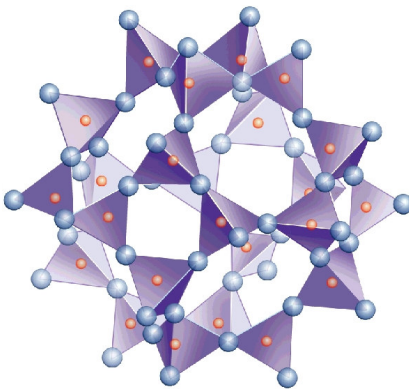
CICLOSSILICATOS				
	Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
	 <p>$\text{Si}_6\text{O}_{18}^{-12}$</p>	6:18		<p>Berilo $\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$</p>
INOSSILICATOS				
	Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
CADEIA SIMPLES	 <p>$\text{Si}_2\text{O}_6^{-4}$</p>	2:6	 <p>Catião</p> <p>Cadeia simples Cadeia simples</p>	<p>Piroxena (variedade augite) $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})$ (Si_2O_6)</p>
	 <p>$\text{Si}_4\text{O}_{11}^{-6}$</p>	4:11	 <p>Catião</p> <p>Cadeia dupla</p>	<p>Anfíbola (variedade hornblenda)</p>

Tabela III.3 – Estrutura dos silicatos (continuação)

FILOSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
	2:5		Micas
TECTOSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
	1:2		Quartzo (SiO ₂)

III.3. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS SILICATOS

Com base nas unidades estruturais básicas dos diferentes grupos de silicatos, é possível definir as suas fórmulas químicas gerais. No entanto, o modo como o alumínio é incorporado na estrutura dos silicatos pode introduzir alguma confusão na dedução das fórmulas químicas.

O alumínio é o terceiro elemento mais abundante na crosta terrestre (Tabela III.1). Forma o ião Al^{3+} com um raio iónico variando entre 0.54 e 0.39, o que lhe permite coordenar um número diferente de átomos de oxigénio (Tabela III.2). A ligação Al-O

assume, por isso, duas configurações estáveis: tetraédrica (NC = 4) ou octaédrica (NC = 6).

Quando o alumínio coordena 4 oxigénios, substitui facilmente o ião Si^{4+} nas unidades tetraédricas dos silicatos, dando origem a estruturas complexas, compostas por tetraedros SiO_4^{4-} e AlO_4^{5-} (Fig. III.3). Como os grupos aniónicos SiO_4^{4-} e AlO_4^{5-} têm diferença de 1 carga, as estruturas em que coexistem tetraedros SiO_4^{4-} e AlO_4^{5-} requerem a introdução de um número maior de catiões metálicos para satisfazer a condição de neutralidade eléctrica. Os silicatos em que ocorre substituição de Si por Al são frequentemente chamados **aluminossilicatos**.

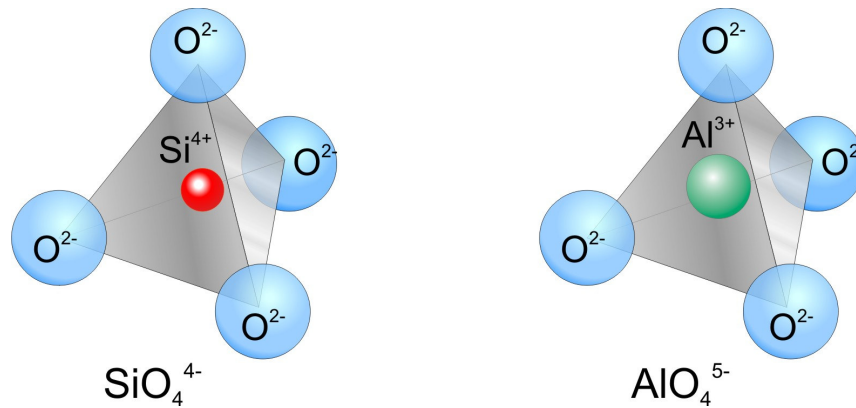
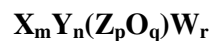


Figura III.3 – Comparação entre o tetraedros SiO_4^{4-} e AlO_4^{5-} .

Por outro lado, o alumínio com número de coordenação 6 actua como simples catião metálico de ligação entre os grupos tetraédricos. Tal como os iões Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} e Ti^{4+} , os catiões de Al^{3+} ocupam posições octaédricas e garantem o balanço de cargas das unidades tetraédricas.

A neutralização de cargas eléctricas nalguns silicatos permite a incorporação de catiões com dimensões superiores. É o caso do Ca^{2+} e do Na^+ , que apresentam coordenação octaédrica ou cúbica e dos iões com tamanhos ainda maiores (K^+ , Ba^{2+} e, por vezes, Na^+), coordenados por 8 a 12 oxigénios.

A fórmula estrutural dos silicatos pode então ser traduzida pela seguinte expressão:



em que:

X - representa as posições com coordenação 8 e 12, ocupadas por iões como o K^+ , o Rb^+ , o Ba^{2+} , o Na^+ e o Ca^{2+} ;

Y - corresponde a posições octaédricas onde se introduzem iões de dimensões intermédias (Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , and Ti^{4+});

Z – posições tetraédricas, contendo Si^{4+} e, eventualmente, Al^{3+}

O – oxigénio;

W – posição ocupada pelos iões hidroxilo (OH^-) ou outros aniões de grandes dimensões (F^- , Cl^-).

Os sub-índices p e q referem-se ao número de átomos de silício e oxigénio presentes na estrutura e dependem do grau de polimerização. Os valores de m , n , e r garantem a condição de neutralidade eléctrica da estrutura. Na Tabela III.4, indicam-se os iões que podem ocupar as posições Z, Y e X.

Tabela III.4 – Iões mais comuns na estrutura dos silicatos

Posição	Nº coordenação (NC)	Ião
Z	4	Si^{4+}
		Al^{3+}
Y	6	Al^{3+}
		Fe^{3+}
		Fe^{2+}
		Mg^{2+}
		Mn^{2+}
		Ti^{4+}
X	8	Na^{1+}
		Ca^{2+}
	8 - 12	K^{1+}
		Ba^{2+}
		Rb^{1+}

Os catiões que ocupam posições idênticas na estrutura dos silicatos, substituem-se mutuamente com muita facilidade, o que permite que um mesmo mineral os possa incorporar em diferentes proporções. Este tipo de substituição iónica é conhecido como **solução sólida ou substituição isomorfa**. Como se referiu no capítulo II, todos os minerais têm uma composição química definida mas não necessariamente fixa. A

existência de soluções sólidas explica a variação composicional de muitos silicatos e é controlada pelos seguintes factores:

- As dimensões dos iões e dos locais cristalográficos em que se dá a substituição. Em geral, os iões com raios iónicos semelhantes podem substituir-se mutuamente, embora a dimensão do local da estrutura também tenha influência, pois pode não ser suficientemente grande para acomodar um ião com um tamanho ligeiramente superior;
- A carga (valência) dos iões. Iões com carga eléctrica idêntica podem ocupar as mesmas posições na estrutura do cristal porque mantêm a condição de neutralidade eléctrica. Se as suas valências são distintas terão que ocorrer outras substituições para garantir o balanço de cargas.
- A temperatura e pressão. As temperaturas mais altas tendem a favorecer as substituições porque os átomos vibram a velocidades mais elevadas e as dimensões dos locais cristalográficos são maiores. A pressão também condiciona o processo de substituição na medida em que pode afectar as dimensões dos locais cristalográficos e dos iões.

III.4. NESOSSILICATOS

A sub-classe dos nesossilicatos é formada por tetraedros SiO_4^{4-} isolados, não polimerizados, que se unem a catiões intersticiais através de ligações iónicas (Fig. III.4). Nestes minerais, a substituição de Si^{4+} por Al^{3+} em coordenação tetraédrica tem pouca ou nenhuma expressão. A sua estrutura depende essencialmente da dimensão e carga dos catiões de ligação, sendo os mais comuns os de Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} e Ti^{4+} .

Os nesossilicatos apresentam, em geral, um forte empacotamento atómico que lhes confere densidade e dureza elevadas. Como os tetraedros de SiO_4^{4-} são independentes, os minerais deste grupo não exibem clivagem pronunciada. Os principais representantes dos nesossilicatos são:

- grupo das olivinas, de fórmula geral: $(\text{Fe},\text{Mg})_2 \text{SiO}_4$;
- grupo das granadas, de fórmula geral : $\text{U}_3\text{X}_2 (\text{SiO}_4)_3$ sendo U, um catião bivalente (e.g. Ca^{2+}) e X, um catião trivalente (e.g. Mn^{3+});
- zircão (ZrSiO_4).

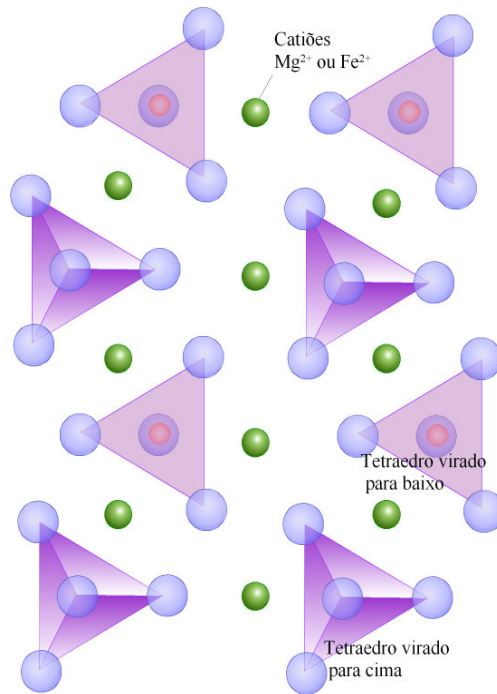


Figura III.4 – Estrutura dos nesossilicatos.

As olivinas constituem um bom exemplo de uma **solução sólida completa**, porque podem apresentar qualquer composição entre um termo puramente ferroso - faialite (Fe₂SiO₄) e um termo puramente magnésiano - forsterite (Mg₂SiO₄) (Fig. III.5). Devido à semelhança de tamanho e de carga dos iões Mg²⁺ e Fe²⁺, os dois cationes substituem-se facilmente na estrutura da olivina, o que permite exprimir a sua composição em função das proporções dos dois componentes envolvidos: forsterite (Fo) e faialite (Fa).

No diagrama de fases da Figura III.5, a curva superior é chamada “*liquidus*” e a curva inferior, “*solidus*”. A temperaturas acima do *liquidus*, os cristais de olivina estão completamente fundidos e a temperaturas abaixo do *solidus*, não existe fase líquida. Entre estas temperaturas, os cristais de olivina coexistem em equilíbrio com o líquido. A forsterite pura começa a cristalizar a temperaturas de 1890°C, enquanto a faialite pura se forma a 1205°C. As temperaturas de cristalização das olivinas com composições intermédias situam-se entre estes dois valores. A quantidade de solução sólida na olivina vai depender da composição do líquido e da temperatura.

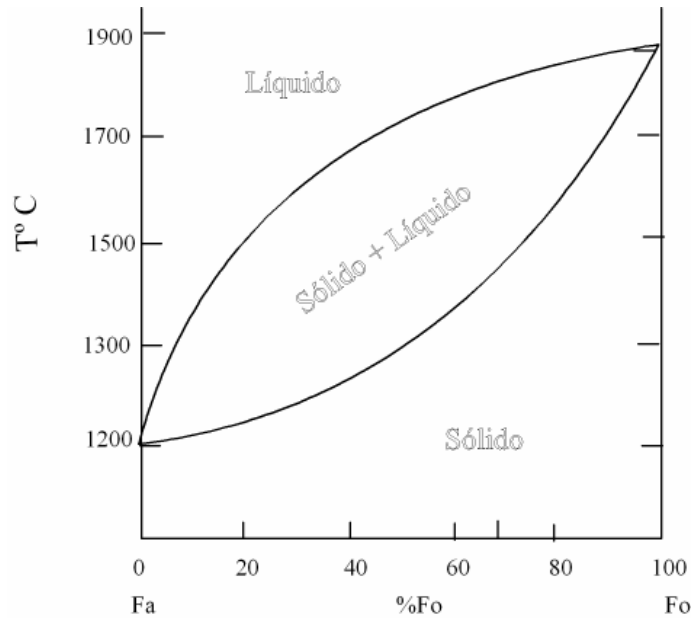


Figura III.5 – Diagrama de fases para a solução sólida de olivina.

Tendo em conta que a substituição de Mg^{2+} por Fe^{2+} na olivina pode ocorrer em todas as proporções, é possível representar a sua composição como uma mistura de forsterite (Fo) e de faialite (Fa) (Fig. III.6). Um cristal com 50% de iões de Mg^{2+} terá uma composição Fo_{50} ou Fa_{50} . Do mesmo modo, utiliza-se a expressão Fo_{80} ou Fa_{20} para indicar que o cristal de olivina contém 80% de iões Mg^{2+} e 20% de iões Fe^{2+} .

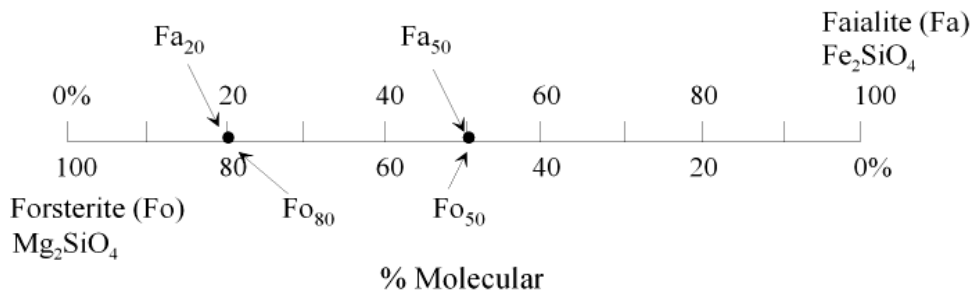


Figura III.6 – Representação gráfica da composição das olivinas.

Embora de forma muito mais limitada, alguns cristais de olivina têm capacidade para acomodar na sua estrutura alguns iões Ca^{2+} . Nestes casos, é necessário projectar as suas composições no diagrama triangular Ca_2SiO_4 - Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 (Fig. III.7). Note-se que as olivinas da série monticelite ($CaMg_2SiO_4$) - kischteinite ($CaFe_2SiO_4$) são relativamente raras (Klein & Hurlbut, 1982).

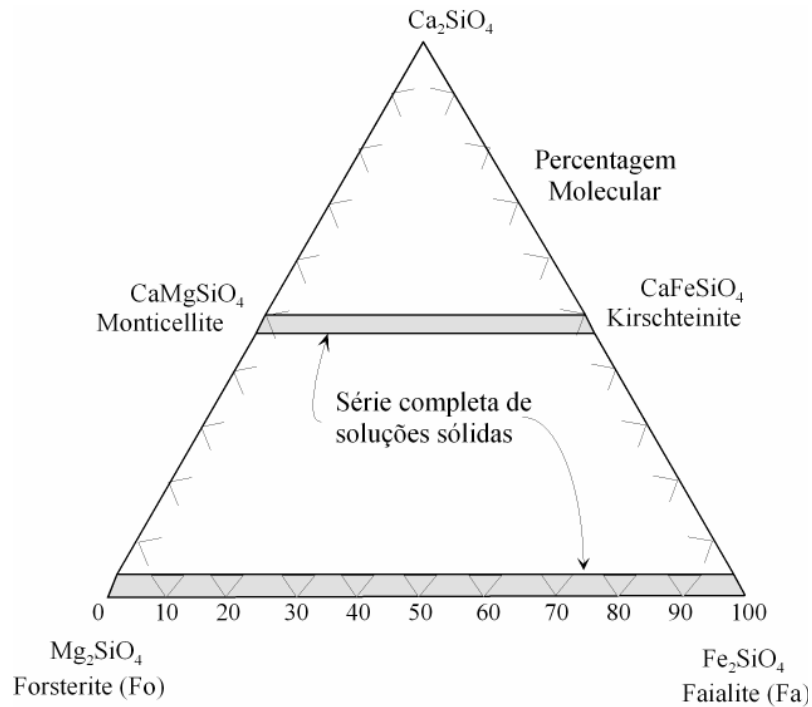


Figura III.7. – Composição da olivina no sistema CaO-MgO-FeO-SiO₂. Extraído de Klein & Hurlbut (2002).

III.5. Sorossilicatos

Os sorossilicatos são formados por pares de tetraedros SiO₄⁴⁻, independentes, que partilham entre si um dos átomos de oxigênio (Fig. III.8). A relação Si:O nos tetraedros duplos é de 2:7.

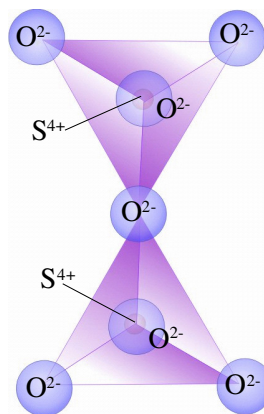


Figura III.8 – Estrutura dos sorossilicatos.

Conhecem-se mais de 70 minerais desta classe, embora a maioria seja pouco abundante. Entre os sorossilicatos mais comuns, merece referência o grupo do epídoto,

cuja estrutura contém simultaneamente tetraedros SiO_4^{4-} isolados e grupos $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$. O balanço de cargas é feito através da incorporação de cátions metálicos (e.g. Ca^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Al^{3+}) e de iões hidroxilo (OH^-).

III.6. Ciclossilicatos

A estrutura base dos ciclossilicatos é constituída por anéis de tetraedros SiO_4^{4-} interligados entre si de tal modo que a relação Si:O é de 1:3, ou seja, cada tetraedro partilha 2 oxigénios com os tetraedros adjacentes (Fig. III.9).

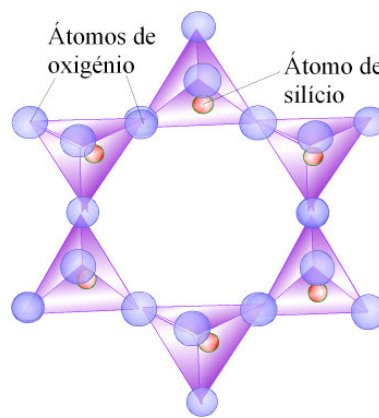


Figura III.9 – Estrutura dos ciclossilicatos.

Existem 3 tipos de configurações anelares: Si_3O_9 , Si_4O_{12} , Si_6O_{18} . O grupo Si_6O_{18} é o mais comum e está representado por minerais como a turmalina (Ca , Na) (Li , Mg , Al) (Al , Fe , Mn)₆ (BO_3)₃ (Si_6O_{18}) (OH)₄ e o berilo $\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$. Para compensar as cargas, os minerais desta sub-classe podem incorporar uma grande variedade de cátions além de iões hidroxilo (OH^-).

III.7. Inossilicatos de cadeia simples

Nos inossilicatos de cadeia simples, cada tetraedro SiO_4^{4-} partilha dois dos seus quatro oxigénios com os tetraedros vizinhos, conduzindo a uma razão Si:O = 2:6 (Tabela III.3). A estrutura desenvolve-se numa direcção (eixo c) e as cargas são compensadas por ligações iónicas com cátions. As piroxenas, com fórmula geral XYZ_2O_6 , são os minerais mais representativos deste grupo. A posição que os diferentes cátions ocupam na estrutura das piroxenas pode ser descrita nos seguintes termos:

X – catiões de maiores dimensões, com cargas pequenas, em coordenação oito com o oxigênio (Na^+ , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , Fe^{2+});

Y – catiões de menores dimensões, em coordenação 6 com o oxigênio (Mn^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+});

Z - catiões tetraédricos (Si^{4+} , Al^{3+})

Como consequência da sua estrutura, as piroxenas apresentam, geralmente, formas prismáticas.

III.8. Inossilicatos de cadeia dupla

A ligação entre duas cadeias simples de tetraedros SiO_4^{4-} dá origem aos inossilicatos de cadeia dupla. Neste grupo de silicatos, metade dos tetraedros partilham 3 oxigênios e a outra metade partilha apenas dois, sendo a razão Si:O de 4:11 (Tabela III.3). Tal como nas piroxenas, as cadeias duplas unem-se entre si através de ligações iónicas com catiões.

As anfíbolos são os minerais mais importantes do grupo dos inossilicatos de cadeia dupla. Apresentam a seguinte fórmula geral:



em que:

W – catiões Na^+ e K^+ , em coordenação 10 a 12 com o oxigênio ou o hidroxilo (OH);

X - catiões Ca^{2+} , Na^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} e Li^+ , em coordenação 6 a 8 com o oxigênio;

Y- catiões Mn^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} e Ti^{4+} , em coordenação 6 a 8 com o oxigênio;

Z - catiões Si^{4+} , Al^{3+} , em posição tetraédrica.

Os iões OH^- localizam-se no centro dos anéis definidos pela ligação entre duas cadeias simples de tetraedros, sendo comum a substituição parcial de F^- e O^{2-} por OH^- .

A existência de soluções sólidas entre os catiões que ocupam as posições W, X ou Y é responsável pela grande variedade composicional das anfíbolos. No entanto, a maior parte das anfíbolos contém catiões de ferro e magnésio, o que lhes confere uma cor escura e permite inclui-las no grupo dos silicatos ferro-magnesianos.

III.9. Filossilicatos

Os filossilicatos são caracterizados por uma estrutura em folhas, em que 3 oxigénios de cada tetraedro SiO_4^{4-} são partilhados com tetraedros vizinhos, definindo uma relação $\text{Si}:\text{O} = 2:5$ (Tabela III.3).

A estrutura dos filossilicatos desenvolve-se indefinidamente em duas direcções do espaço. As forças de ligação entre folhas são muito fracas, de tipo Van der Waals, contrariamente ao que acontece no interior das folhas, onde predominam as ligações fortes (Fig. III.10). Por estas razões, os minerais do grupo dos filossilicatos apresentam hábito lamelar, excelente clivagem segundo os planos de ligação mais fracos e elasticidade e/ou plasticidade elevadas.

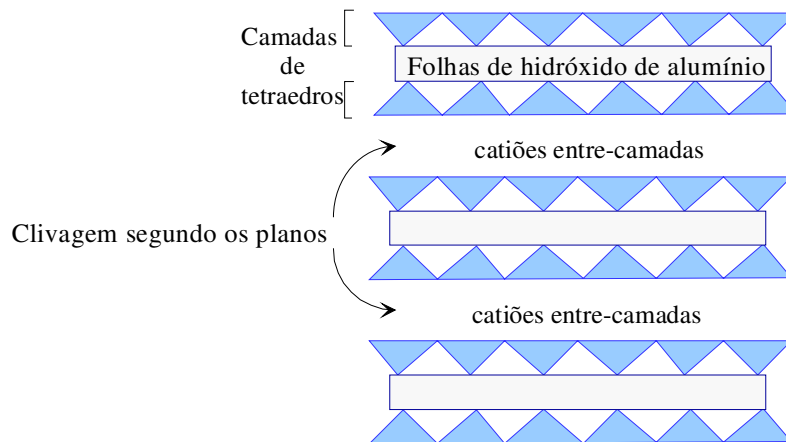


Figura III.10. – Clivagem das micas. Extraído de Press & Siever (2001).

As micas (biotite e moscovite) são os filossilicatos mais comuns. Ocorrem em cristais laminados e apresentam uma fórmula química complexa, devido à grande variedade de iões positivos e negativos que podem estar presentes na sua estrutura. Tal como a maioria dos membros dos filossilicatos, possuem o ião hidróxido (OH^-), localizado no centro dos anéis de tetraedros, à mesma altura do que os oxigénios apicais não partilhados.

III.10. Tectossilicatos

Nos tectossilicatos, cada tetraedro SiO_4^{4-} partilha todos os seus átomos de oxigénio com os tetraedros vizinhos, produzindo estruturas tridimensionais, muito estáveis, com uma razão $\text{Si}:\text{O}$ igual a 1:2 (Tabela III.3). Contudo, a unidade base de

alguns minerais deste grupo não é exclusivamente constituída por tetraedros SiO_4^{4-} , podendo incorporar unidades tetraédricas AlO_4^{5-} em número variado. Como consequência da substituição do catião Si^{4+} pelo ião Al^{3+} , são necessários mais iões positivos para neutralizar a carga eléctrica.

Cerca de 70% das rochas da crosta terrestre são formadas por minerais da classe dos tectossilicatos. Os minerais dos grupos da sílica, dos feldspatos e dos feldspatóides constituem os principais representantes da classe.

III.10.1 Grupo da Sílica (SiO_2) – quartzo e seus polimorfos

No caso mais simples, a partilha de todos os oxigénios entre tetraedros SiO_4^{4-} dá origem a uma estrutura electricamente neutra que pode ser expressa pela fórmula SiO_2 . Contudo, existem pelo menos nove tipos de configurações possíveis em que todos os oxigénios dos tetraedros SiO_4^{4-} são partilhados, constituindo um conhecido caso de **polimorfismo**.

O polimorfismo dá-se quando os átomos ou iões dos mesmos elementos químicos se ordenam nas três direcções do espaço segundo arranjos diferentes, fazendo com que se formem minerais com estrutura distinta e composição química idêntica. A possibilidade de ocorrência de polimorfismo é determinada por um conjunto complexo de relações em que intervêm as características (dimensões e carga) dos átomos e iões e as condições de pressão e temperatura em que se geram os minerais (Carvalho, 2002).

Os nove arranjos geométricos de SiO_2 no espaço tridimensional dão origem a nove polimorfos de sílica: quartzo α e β , tridimite α e β , cristobalite α e β , coesite, keatite (variedade sintética) e stishovite (Dana & Hurlbut, 1976).

III.10.2 Feldspatos

Os feldspatos são o grupo de silicatos mais bem representado na crosta terrestre. A unidade fundamental destes minerais não é exclusivamente formada por tetraedros de SiO_4^{4-} . A substituição do ião Si^{4+} pelo ião Al^{3+} nalgumas unidades tetraédricas permite a incorporação do grupo aniónico AlO_4^{5-} na estrutura dos feldspatos (Fig. III.11).

Como os grupos aniónicos SiO_4^{4-} e AlO_4^{5-} têm diferença de 1 carga, é necessário introduzir catiões metálicos, como o Na^+ , o K^+ ou o Ca^{2+} , para satisfazer a condição de

neutralidade eléctrica. Dependendo do tipo de catiões presentes, subdividem-se os feldspatos em dois grandes grupos:

- feldspatos alcalinos e
- feldspatos calco-sódicos (vulgarmente conhecidos como plagioclases).

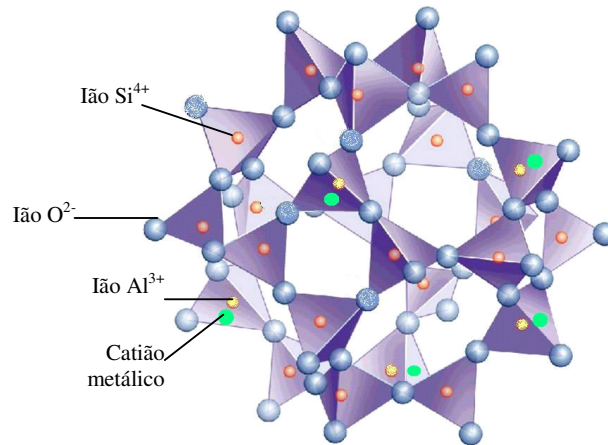


Fig. III.11. – Estrutura dos feldspatos.

A composição da maioria dos feldspatos é geralmente expressa no sistema ternário KAlSi_3O_8 (Or - ortose), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab - albite) e $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An - anortite) (Fig. III.12). Os feldspatos alcalinos constituem uma solução sólida completa entre o termo puramente potássico (KAlSi_3O_8) e o termo puramente sódico ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), enquanto as composições das plagioclases variam entre o extremo sódico ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e o cálcico ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Neste sistema, é possível exprimir a composição de qualquer feldspato em termos das proporções dos extremos Or, Ab e Na, por exemplo, $\text{Or}_{01}\text{Ab}_{59}\text{An}_{40}$.

Todos os feldspatos apresentam uma boa clivagem em duas direcções distintas, aproximadamente perpendiculares, dureza 6 e densidade compreendida entre 2.55 e 2.76 (excluindo os feldspatos de bário).

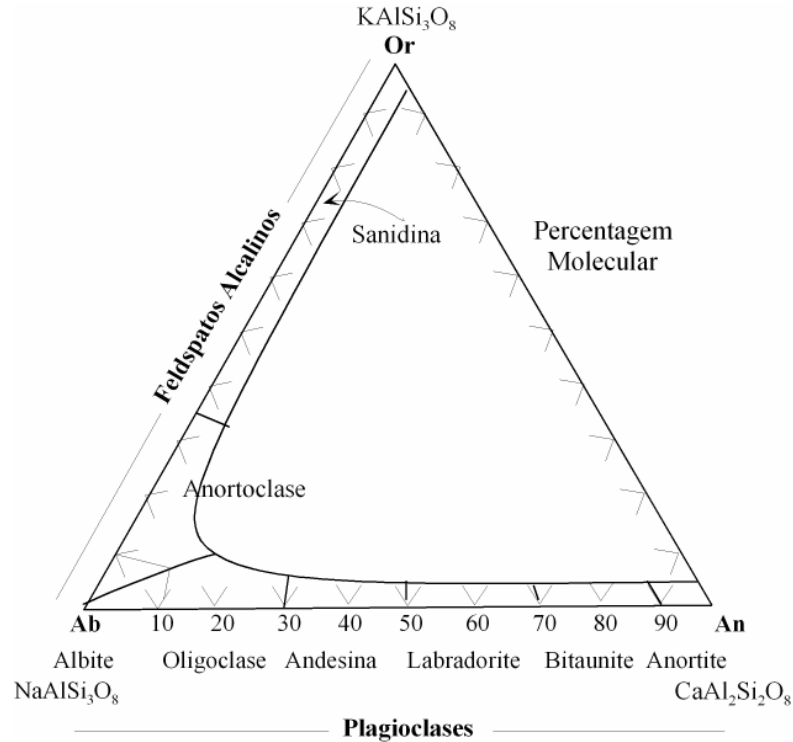


Figura III.12. – Composição química dos feldspatos expressa no sistema ternário $KAlSi_3O_8$ (Or - ortose), $NaAlSi_3O_8$ (Ab - albite) e $CaAl_2Si_2O_8$ (An - anortite). Extraído de Klein & Hurlbut (2002).

III.10.3 Feldspatóides

Os feldspatóides apresentam fortes semelhanças químicas e estruturais com o grupo dos feldspatos. Revelam, contudo, um marcado empobrecimento em SiO_2 , contendo cerca de 2/3 do teor de sílica dos feldspatos alcalinos. Por isso, estes minerais tendem a formar-se a partir de magmas ricos em álcalis (sódio e potássio) e subsaturados em sílica (SiO_2). A nefelina ($(NaK)AlSiO_4$), a leucite ($KAlSi_2O_6$) e a sodalite ($Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$) são os feldspatóides mais comuns.

CAPÍTULO IV: QUARTZO

IV.1. INTRODUÇÃO

O quartzo é, a seguir aos feldspatos, o mineral mais abundante na crosta terrestre, representando aproximadamente 12% do volume da crosta (Fig. IV.1). Pertence à classe dos silicatos, grupo dos tectosilicatos, e a sua composição química é expressa pela fórmula SiO_2 . O quartzo ocorre como constituinte principal de muitas rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Está presente nos granitos, pegmatitos e filões hidrotermais, sob a forma de cristais facilmente reconhecíveis à vista desarmada, é a fase mineral dominante de algumas rochas metamórficas (e.g. quartzitos) e sedimentares (e.g. quartzo-arenitos) e forma os grãos de areia de muitas praias (Fig. IV.2).

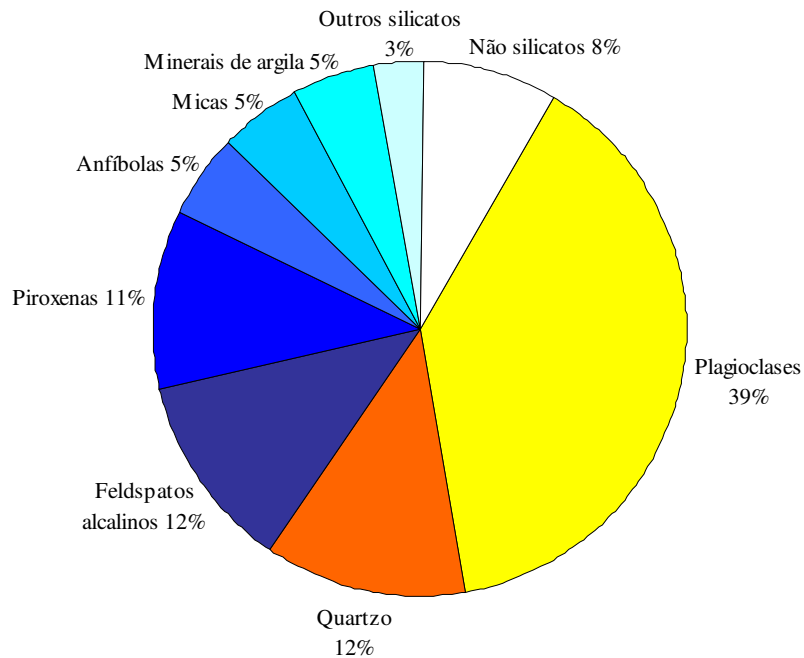


Figura IV.1 – Abundância de minerais na crosta terrestre.

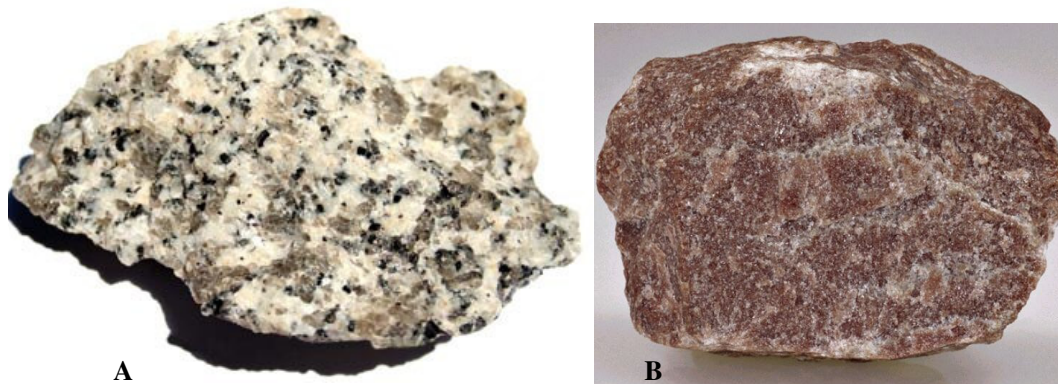


Figura IV.2 – (A) Granito. (B) Quartzito.

IV.2. ESTRUTURA DOS MINERAIS DO GRUPO DA SÍLICA

Os tectosilicatos do grupo SiO_2 apresentam uma estrutura electricamente neutra, em que os tetraedros SiO_4^{4-} partilham entre si todos os oxigénios (Fig. IV.3). A relação Si:O resultante é de 1:2. A ligação entre o oxigénio e o silício é 50% iónica e 50% covalente como se pode deduzir pela diferença de electronegatividade entre os dois elementos ($\Delta X=1,7$).

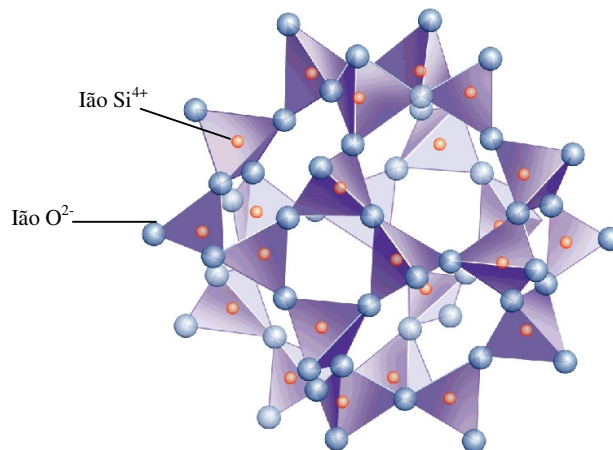


Figura IV.3 – Estrutura dos tectosilicatos do grupo da sílica.

Nas estruturas tridimensionais SiO_2 , os tetraedros podem dispor-se de nove modos diferentes, dando origem a nove polimorfos de sílica:

- quartzo α ;
- tridimite α ;
- quartzo β ;
- tridimite β ;

- cristobalite α ;
- coesite;
- stishovite.
- cristobalite β ;
- keatite (variedade sintética);

A nomenclatura α e β é usada para designar as fases de menor e maior temperatura, respectivamente (Deer et al., 1992). Para além dos nove polimorfos de sílica, existem ainda variedades criptocristalinas (calcedónia) e substâncias essencialmente amorfas (sílica vítrea e opala), cuja composição também é traduzida pela fórmula SiO_2 (Deer et al., 1992; Klein & Hurlbut, 2002).

Como consequência dos diferentes arranjos geométricos da rede cristalina, os polimorfos de SiO_2 apresentam energias reticulares distintas que se reflectem em variações nas suas propriedades físicas e nas suas características cristalográficas (Tabela IV.1).

Tabela IV.1. Polimorfos de SiO_2 . Adaptado de Klein & Hurlbut (2002)

	Polimorfos de SiO_2	Sistema cristalográfico	Densidade	Índice de refração
FORMAS DE BAIXA TEMPERATURA	Quartzo- α	trigonal	2,65	1,55
	Tridimite- α	ortorrômbico	2,26	1,47
	Cristobalite- α	tetragonal	2,32	1,48
FORMAS DE ALTA TEMPERATURA	Quartzo- β	hexagonal	2,53	1,54
	Tridimite- β	hexagonal	2,22	1,47
	Cristobalite- β	isométrico	2,20	1,48
FORMAS DE PRESSÃO E TEMPERATURA ALTAS	Coesite	monoclínico	3,01	1,59
	Stishovite	tetragonal	4,35	1,81

No diagrama da Figura IV.4, indicam-se os intervalos de pressão e temperatura em que os diferentes polimorfos de sílica são estáveis. Os seus campos de estabilidade são determinados, essencialmente, por factores energéticos. Os polimorfos com empacotamento mais denso (coesite e stishovite) só ocorrem em condições de pressão e temperatura elevadas, tendo sido identificados pela primeira vez na Cratera Meteor, no Arizona. A sua formação é atribuída às elevadíssimas pressões e temperaturas provocadas pelo impacto de um meteorito.

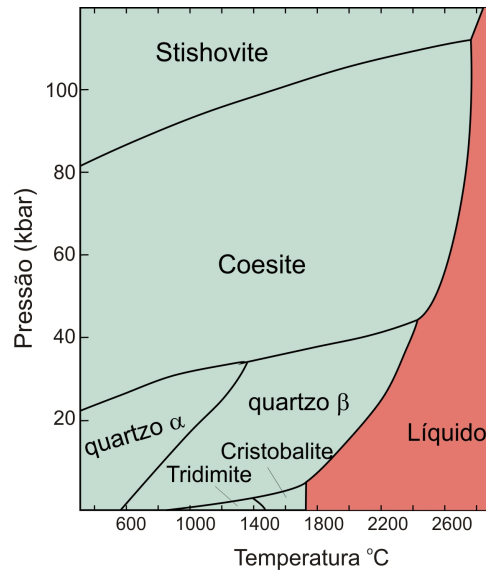


Figura IV.4 - Campos de estabilidade dos polímeros de sílica (extraído de Swamy & Saxena (1994)).

Por outro lado, as formas de alta temperatura (β), com uma energia de rede superior à das suas equivalentes de baixa temperatura (α), possuem estruturas mais abertas, densidades e índices de refração mais baixos e simetrias mais elevadas (Fig. IV.5).

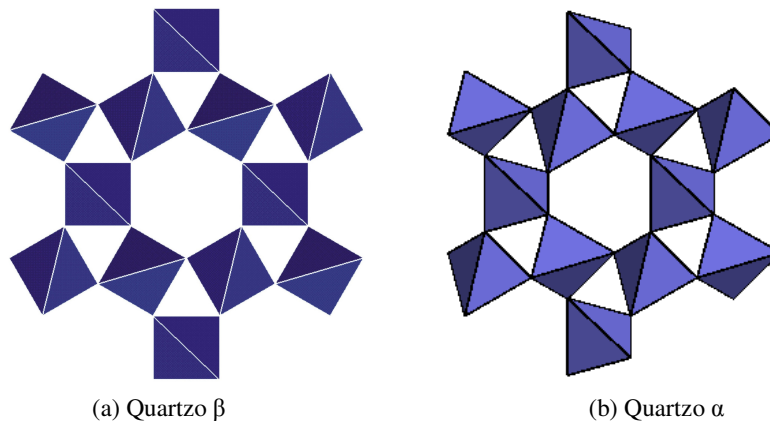


Figura IV.5. Projeção da estrutura do quartzo β e do quartzo α no plano perpendicular ao eixo dos c (adaptado de Klein & Hurlbut, 2002).

Em condições favoráveis, cada um dos nove polímeros de SiO_2 pode transformar-se noutro através da **rotura de ligações** e/ou do **re-arranjo dos tetraedros** (Dana & Hurlbut, 1976). No primeiro caso, a transformação é muito lenta e requer uma

considerável quantidade de energia. As inversões quartzo \leftrightarrow tridimite, quartzo \leftrightarrow cristobalite e cristobalite \leftrightarrow tridimite dão-se por este tipo de processo. Em contraste, as transições entre as formas de alta e baixa temperatura ($\beta \leftrightarrow \alpha$) são rápidas e pouco energéticas, envolvendo apenas pequenos movimentos atômicos.

IV.3. QUARTZO

IV.3.1 ESTRUTURA

O quartzo de alta temperatura (β) cristaliza no sistema hexagonal, enquanto o polimorfo de baixa temperatura (α) tem simetria trigonal. (Fig. IV.6). Ambos apresentam frequentemente hábito prismático, com as faces do prisma estriadas horizontalmente.

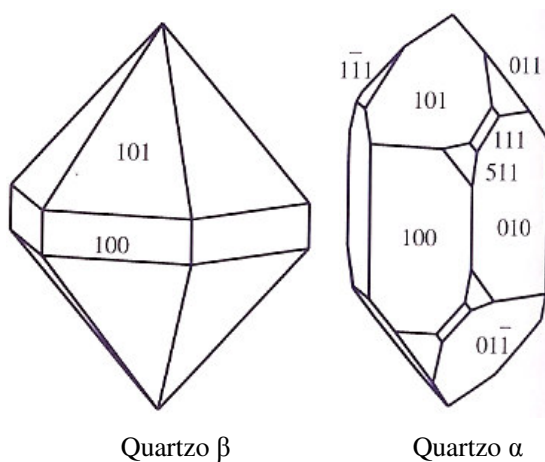


Figura IV.6 – Algumas formas cristalográficas comuns em cristais de quartzo. Extraído de Deer et al. (1992).

No quartzo β , os tetraedros SiO_4^{4-} estão agrupados de modo a formarem hélices hexagonais e trigonais regulares (Fig. IV.5a). A estrutura do quartzo α é semelhante, embora os tetraedros SiO_4^{4-} sejam menos regulares e estejam deslocados relativamente às suas posições ideais (Fig. IV.5b). Por este motivo, a transformação $\alpha \leftrightarrow \beta$ ocorre através de pequenos movimentos atômicos, não envolvendo rotura das ligações Si – O nem troca de átomos (Deer et al., 1992).

O quartzo α é a forma de sílica mais estável nas condições de pressão e temperatura prevalentes à superfície da Terra. A sua inversão para quartzo β dá-se a

cerca de 573°C, à pressão de 1 atmosfera (Fig. IV.4). O ponto de inversão aumenta aproximadamente de 1°C por 40 bares de pressão (Deer, et al. 1992). Para pressões de 1000 bares e temperaturas de cerca de 870°C, o quartzo β inverte para tridimite, embora possa existir sob uma forma metaestável acima dos 870°C (Deer et al., 1992).

IV.3.2 COMPOSIÇÃO QUÍMICA

O quartzo é um mineral com uma composição química praticamente pura (% em peso de $\text{SiO}_2 \approx 100\%$). As suas análises químicas podem revelar, contudo, pequenas proporções de outros óxidos devido à presença de diminutas inclusões de fluidos ou de outros minerais. Em alguns cristais de quartzo, os iões Si^{4+} da estrutura tetraédrica são substituídos por iões Al^{3+} , tornando possível a incorporação de catiões Li^+ ou Na^+ na rede cristalina. A presença destas impurezas origina diferentes variedades de quartzo (Deer et al., 1992).

IV.3.3 PROPRIEDADES FÍSICAS

Cor e Brilho

O quartzo tem brilho não metálico (vítreo) e ocorre, em geral, em cristais incolores e transparentes. A variedade de cor branca ou branca leitosa também é muito comum. Mais raramente, o quartzo forma cristais de tonalidade amarela, castanha acinzentada a negra, rósea ou violeta, que são denominadas de quartzo citrino, quartzo fumado, quartzo róseo e quartzo ametista, respectivamente (Fig. IV.7).



Figura IV.7 – Variedades de quartzo.

As principais características das diferentes variedades de quartzo estão sumarizadas na Tabela IV.2.

Tabela IV.2 – Variedades de quartzo (Deer et al, 1992).

VARIEDADE DE QUARTZO	CARACTERÍSTICAS
Comum	Incolor e transparente. Constitui vulgarmente cristais bem desenvolvidos em cavidades nas rochas.
Quartzo fumado	Cor castanha a negra. A cor escura resulta da exposição a emanações provenientes de material radioactivo, mas, também, pode estar associada à presença de Al^{3+} na sua estrutura.
Quartzo ametista	Cor púrpura ou violeta devido à presença de ferro, possivelmente em conjugação com a exposição à radioactividade natural.
Quartzo leitoso	Cor branca, leitosa, resultante da presença de pequenas inclusões fluidas. Comum em veios hidrotermais e pegmatitos.
Quartzo citrino	Cor amarelo-claro a amarelo-dourado, devido a uma distribuição submicroscópica de hidróxido de ferro férrico coloidal.
Quartzo róseo	Cor rosa, atribuída à presença de pequenas quantidades de Ti^{4+} . Usualmente anédrico.

Risca

Como consequência da sua elevada dureza ($D = 7$), o quartzo não se reduz a pó em contacto com a porcelana, ou seja, não é possível observar a sua risca.

Hábito e Forma

O quartzo cristaliza no sistema trigonal (quartzo α) ou hexagonal (quartzo β). Ocorre em cristais com dimensões extremamente variáveis, desde microscópicas a decimétricas e métricas. Quando se gera num ambiente em que o seu crescimento não é inibido pelo de outros minerais, como é o caso de cavidades de rochas ou de precipitação a partir de líquidos contendo apenas alguns cristais, forma prismas bem desenvolvidos, com secção hexagonal e terminações piramidais ou bipiramidais (Fig. IV.8). Se, pelo contrário, cristaliza conjuntamente com outras fases minerais, raramente exhibe faces e a sua forma é anédrica. Também pode dar origem a agregados finamente

granulares microcristalinos em rochas como os chertes ou a massas de quartzo fibroso criptocristalino, conhecido como calcedónia.



Figura IV.8 – Cristais de quartzo. Retirado de Press & Siever (2001).

Clivagem e Fractura

O quartzo não parte segundo superfícies planas e regulares, i.e., não tem clivagem. Fragmenta ao longo de superfícies curvas, suaves e lisas, com o aspecto do interior de uma concha, sem qualquer relação com a estrutura cristalina. Este tipo de rotura é conhecido como fractura conchoidal (Fig. IV.9) (Deer et al, 1992).

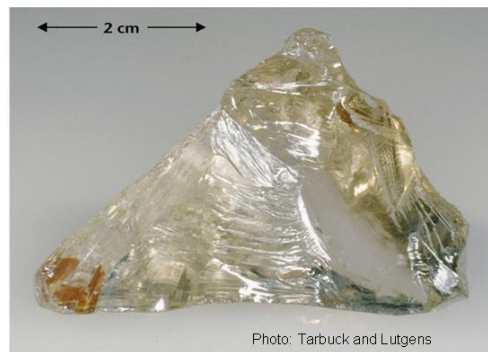


Figura IV.9 – Fractura conchoidal no quartzo.

Dureza e Densidade

As ligações Si-O na estrutura do quartzo têm um carácter 50% iónico e 50% covalente, o que faz com que este mineral apresente uma dureza bastante elevada. O quartzo é um dos 10 termos da escala de Mohs, ao qual se convencionou atribuir uma dureza de 7.

A densidade de um mineral depende de dois factores: (a) peso atómico dos átomos que o compõem e (b) tipo de empacotamento atómico. Em minerais com composição química fixa, como são os casos do quartzo α e do quartzo β , a densidade é constante ($d=2,65$ e $d=2,53$, respectivamente). As diferenças de densidade entre estas duas variedades de quartzo estão relacionadas com o tipo de empacotamento atómico (Fig. IV.5).

Propriedades piezoeléctricas

Sob o efeito de pressões externas, os cristais de quartzo adquirem polarização eléctrica à superfície. Esta propriedade, conhecida como piezoelectricidade, é amplamente utilizada para controlar e estabilizar a frequência de circuitos de osciladores electrónicos (Deer et al, 1992).

Características diagnósticas

O quartzo distingue-se, rapidamente, dos restantes minerais pelo seu brilho vítreo, fractura conchoidal, forma dos cristais e dureza elevada (Hurlbut & Klein, 1982). É extremamente resistente à alteração química e não é atacado por outros ácidos para além do ácido fluorídrico (HF).

IV.3.4 OCORRÊNCIA

O quartzo ocorre como constituinte principal de muitas rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Sendo um mineral estável num largo intervalo de pressões e temperaturas, pode formar-se numa grande variedade de ambientes.

Rochas magmáticas

A presença de quartzo em rochas ígneas é fortemente condicionada pelo conteúdo em sílica nos magmas a partir dos quais cristaliza. Em líquidos com elevados teores em sílica ($\text{SiO}_2 = 66-75\%$), o quartzo precipita abundantemente e chega a representar mais de 20% do volume da rocha. Se a consolidação destes magmas se dá lentamente em profundidade, os cristais têm condições para crescer e as rochas plutónicas resultantes (**granitos**) apresentam texturas granulares, em que é possível observar os grãos à vista desarmada (Fig. IV.10a). Se, pelo contrário, arrefecem bruscamente à superfície, dão

origem a rochas vulcânicas (**riólitos**), constituídas por cristais tão pequenos que só se reconhecem ao microscópio (Fig. IV.10b).

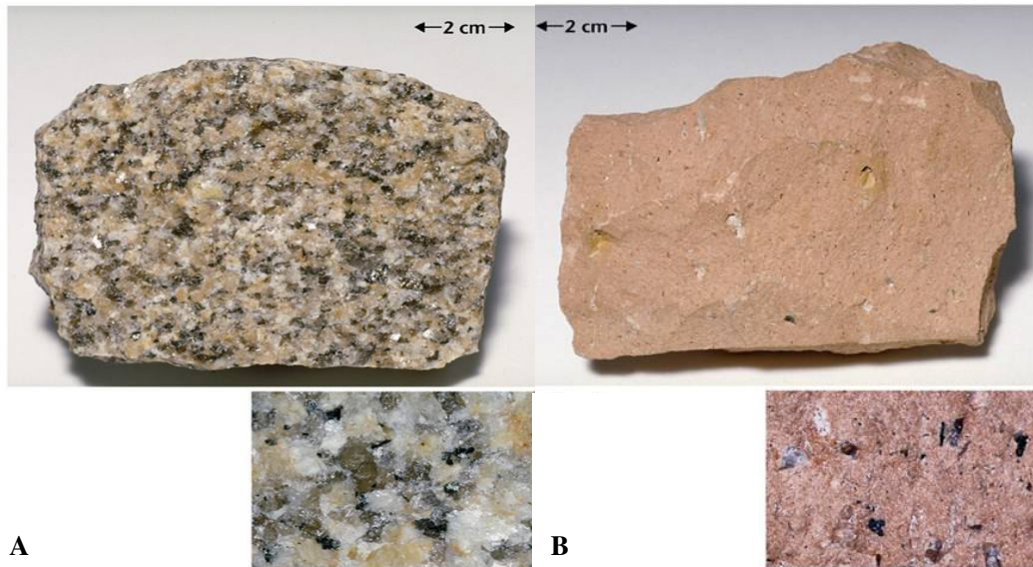


Figura IV.10 – Rochas magmáticas contendo quartzo como fase mineralógica essencial: (A) Granito; (B) Riólito.

Em qualquer dos casos, o quartzo é sempre uma das últimas fases a cristalizar. Como demonstrou N. Bowen (1928), a precipitação de minerais a partir de líquidos magmáticos é fortemente dependente da sua temperatura de fusão / cristalização. À medida que o magma ascende e arrefece, começam por cristalizar as fases minerais com temperaturas de fusão mais altas e só depois se formam os minerais com temperaturas de fusão mais baixas (Fig. IV.11).

Durante as etapas precoces da consolidação magmática, os minerais não interferem significativamente no crescimento uns dos outros, o que facilita o desenvolvimento de faces com contornos regulares (euédricos ou subédricos). Em contrapartida, as fases mineralógicas mais tardias, como é o caso do quartzo, são normalmente desprovidas de faces porque têm que adaptar a sua forma aos espaços entre os grãos previamente solidificados. É, por isso, que o quartzo apresenta geralmente forma anédrica nas rochas ígneas (Fig. IV.12), embora alguns riólitos contenham cristais com faces bem definidas.

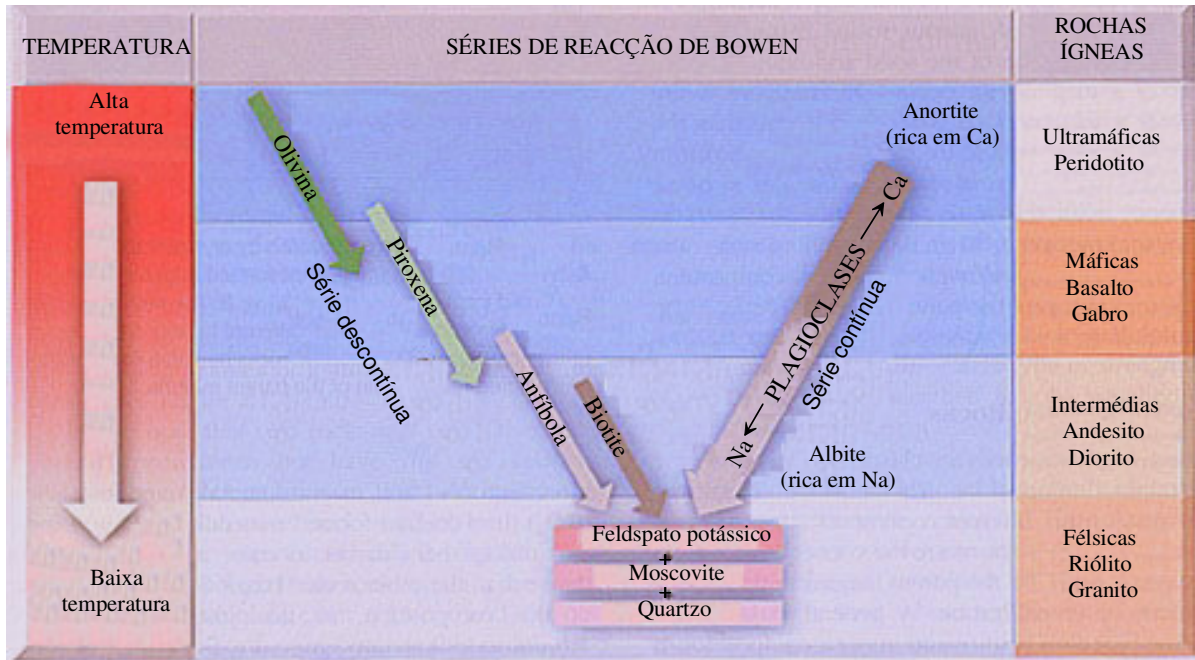


Figura IV.11 – Séries de reacção de Bowen.



Figura IV.12 – (A) Amostra de mão de um granito e respectiva microfotografia (qz: quartzo; felds: feldspato; biot: biotite).

Nos estádios finais da evolução de magmas graníticos, geram-se frequentemente líquidos residuais aquosos, ricos em elementos voláteis como o cloro, boro, flúor e

outros. A consolidação destes fluidos em fracturas e/ou cavidades dá origem a rochas com granularidade extremamente grosseira, conhecidas como **pegmatitos** (Fig. IV.13).



Figura IV.13 – Pegmatito.

Os pegmatitos associados a granitos são constituídos maioritariamente por quartzo, feldspato potássico, plagioclase sódica e micas (em particular, moscovite e lepidolite), mas podem conter uma gama variada de minerais exóticos como a turmalina, topázio, berilo, granada, fluorite, apatite, etc. É neste tipo de rochas que se encontram os maiores e mais espectaculares exemplares de minerais, que chegam a atingir vários metros de comprimento e algumas toneladas de peso.

O quartzo está ainda presente, embora em menores proporções, em rochas ígneas com teores intermédios em sílica ($\text{SiO}_2 = 52\text{-}66\%$), tanto plutónicas (granodioritos, tonalitos e quartzo-dioritos) como vulcânicas (dacitos). É um mineral raro ou ausente nas rochas básicas derivadas de magmas pobres em sílica ($\text{SiO}_2 < 52\%$) (e.g. gabros e basaltos) e não ocorre nunca em rochas subsaturadas em sílica (e.g. sienitos nefelínicos e fonólitos).

Rochas sedimentares

Como consequência da sua elevada resistência à meteorização química, o quartzo é um constituinte importante dos sedimentos (cascalheiras, areias e siltes) resultantes da desagregação de rochas pré-existentes, por acção dos agentes da geodinâmica externa

(água, vento, gelo). A subsequente deposição e consolidação destes sedimentos, em ambiente marinho ou continental, origina o grupo das chamadas **rochas sedimentares detríticas** (conglomerados, arenitos e siltitos), nas quais o quartzo representa um componente essencial (Fig. IV.14).

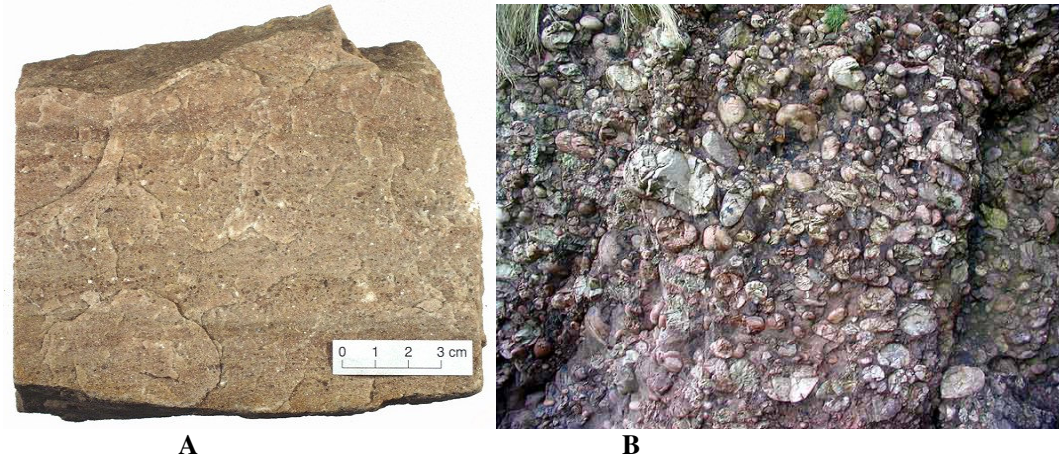


Figura IV.14 – Rochas sedimentares detríticas. (A) Arenito. (B) Conglomerado.

Em condições superficiais, também pode ocorrer formação de quartzo por precipitação química directa a partir de soluções aquosas ricas em sílica. As rochas de natureza siliciosa assim produzidas fazem parte do grupo das **rochas sedimentares de origem química** e incluem: (a) os chertes e o “flint”, constituídos por agregados de cristais de quartzo, finamente granulares (micro- e criptocristalino) e (b) a calcedónia, composta por quartzo fibroso criptocristalino.

Os chertes são rochas estratificadas que se geram nos fundos oceânicos, enquanto o “flint” ocorre em nódulos em calcários. A variedade vermelha de “flint” é chamada jaspe e deve a sua cor a inclusões de hematite. A calcedónia é geralmente translúcida, de cor castanha a cinzenta e tem um brilho ceroso. Tende a precipitar em cavidades nas rochas e pode mostrar um bandado de cores. Na Tabela IV.3 indicam-se as características das principais variedades de calcedónia.

Rochas metamórficas

O quartzo é um mineral comum em rochas metamórficas, de todos os graus de metamorfismo. Chama-se metamorfismo ao conjunto de transformações texturais e mineralógicas, no estado sólido, que sofrem as rochas sedimentares, magmáticas ou

metamórficas pré-existentes quando são sujeitas a um aumento das condições de pressão, temperatura ou actividade de fluidos. Como o quartzo é um mineral estável num grande intervalo de pressões e temperaturas, não é normalmente destruído durante os processos metamórficos. Por outro lado, devido à sua forma tipicamente equidimensional, o quartzo não se re-orienta tão facilmente como os minerais de hábito laminar, tabular ou prismático (e.g. micas, feldspatos, anfíbolas) sob o efeito de pressões dirigidas (Fig. IV.14). No entanto, em condições favoráveis os cristais de quartzo originais tendem a recrystalizar dando origem a um agregado poligonal de novos grãos (Fig. IV.15).

Tabela IV.3 – Principais variedades de calcedónia.

VARIETADES DE CALCEDÓNIA	CARACTERÍSTICAS
Cornalina	Varietade vermelha ou vermelha acastanhada de calcedónia.
Crisoprase	Calcedónia de cor verde-maçã devido à presença de níquel.
Ágata	Constituída por camadas alternadas de calcedónia com diferentes cores e porosidades. Em corte transversal, as ágatas exibem uma sucessão de níveis curvilíneos, paralelos.
Ónix	Formada por uma alternância de faixas paralelas de calcedónia, com diferentes cores e porosidades. Frequentemente preta e branca.
Heliotropo	Varietade de calcedónia de cor verde-claro a verde-escuro, com pontuações vermelhas de jaspe ou de óxidos de ferro.

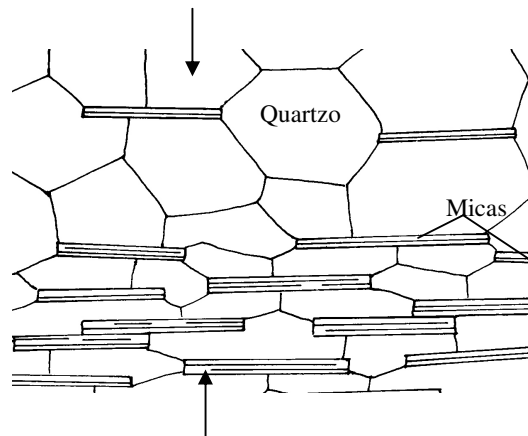


Fig. IV.15 – Desenvolvimento de uma textura metamórfica foliada sob o efeito de uma pressão dirigida numa rocha contendo quartzo e mica (micaxisto): (a) o quartzo recrystaliza e (b) as micas recrystalizam e orientam-se perpendicularmente à direcção de máxima compressão.

A presença de quartzo em rochas metamórficas depende da composição mineralógica da rocha que está a ser metamorfizada (protólito). Se este mineral fizer parte da associação mineralógica do protólito ígneo, sedimentar ou metamórfico, a rocha metamórfica resultante também terá quartzo, o que explica a sua ocorrência numa grande variedade de materiais metamórficos (ortognaisses, metapelitos, quartzitos, metaconglomerados, corneanas, etc.). Para além disso, pode formar-se quartzo por libertação de SiO_2 durante as reacções que têm lugar durante o metamorfismo (Deer et al, 1992).

As rochas metamórficas derivadas de protólitos sedimentares muito ricos em quartzo como é o caso dos quartzos-arenitos, são designadas por **quartzitos** porque são constituídas quase exclusivamente por este mineral (Fig. IV. 16). Não mostram, em geral, nenhuma orientação preferencial mesmo que tenham sofrido a acção de pressões dirigidas. A sua textura é classificada como granoblástica.

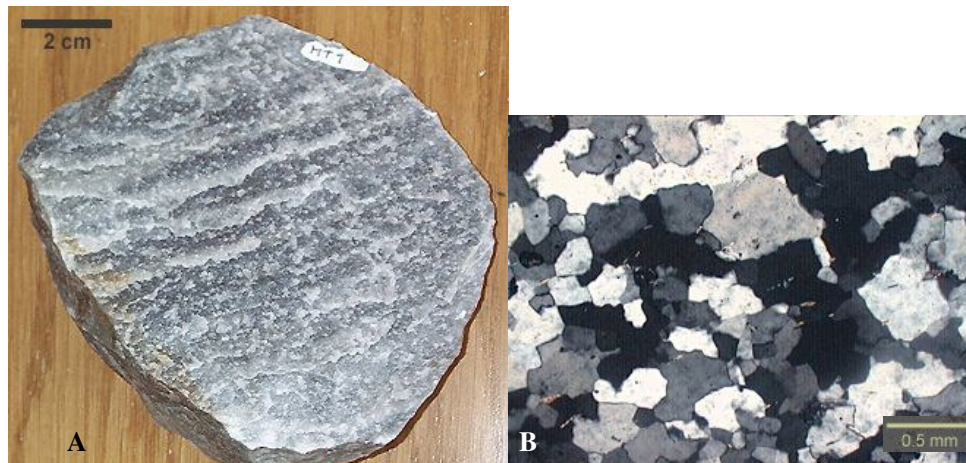


Fig. IV.16 – Quartzito. (A) amostra de mão (B) microfotografia mostrando os agregados de quartzo poligonal.

Outro exemplo de rochas metamórficas contendo quartzo como componente essencial são os **ortognaisses**. Formam-se a partir de rochas magmáticas quartzofeldspáticas (e.g. granitos, granodioritos) durante o metamorfismo regional e apresentam uma foliação bem marcada, conferida pela alternância de leitos escuros ricos em biotite e leitos claros, compostos por quartzo e feldspato (Fig. IV.17).

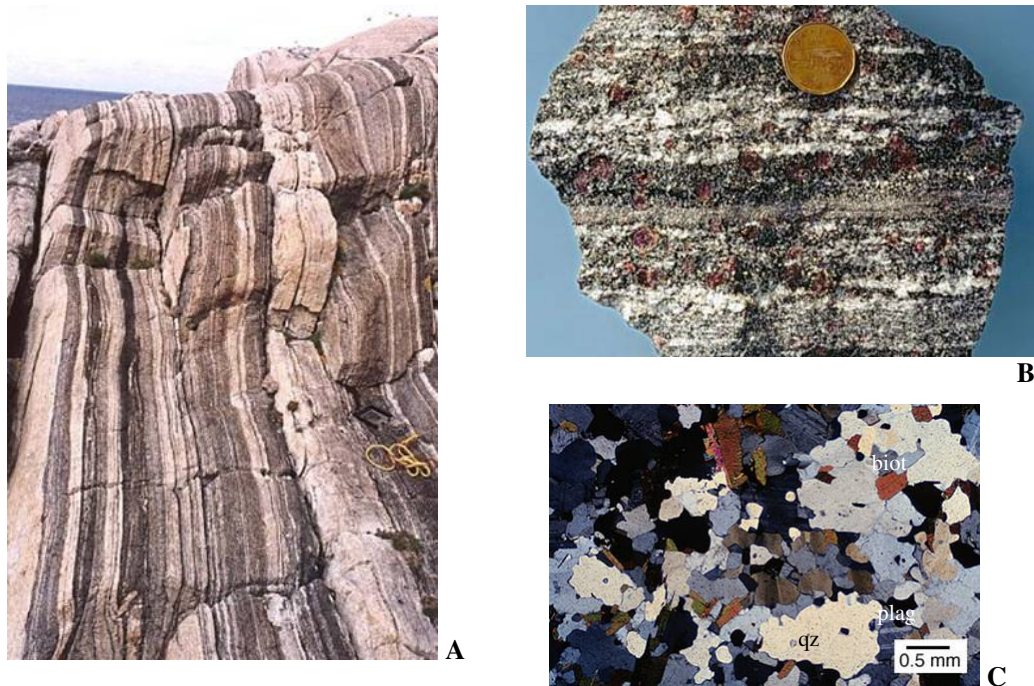


Figura IV.17 – Ortognaisses (A) Afloramento de ortognaisses. (B) amostra de mão de ortognaisses, mostrando alternâncias de leitos escuros com biotite e granada (vermelho) e leitos claros quartzo-feldspáticos (C) microfotografia do ortognaisse (plag. plagioclase; qz: quartzo; biot: biotite).

IV.3.5 APLICAÇÕES E UTILIZAÇÃO

Uma vez que o quartzo é um dos minerais mais comuns na crosta terrestre, tem múltiplas e variadas aplicações práticas.

O quartzo explorado em Portugal com fins industriais vem, sobretudo de jazidas de areias quartzíticas, ricas em quartzo (e.g. Rio Maior). Estas areias são usadas no fabrico de vidro.

O quartzo pegmatítico, ou seja, o quartzo presente nos pegmatitos, é o mais puro, porque é quase inteiramente constituído por sílica e isento de defeitos intracristalinos. Este tipo de quartzo é utilizado nas indústrias mais exigentes, designadamente: fabrico de porcelana, cristais, indústria óptica e ainda em diversas aplicações tecnológicas (relojoaria, osciladores, estabilizadores de frequência, aparelhos electrónicos, entre outros) (Fernandes, 1998).

O quartzo extraído dos filões hidrotermais, ainda puro, embora menos que o quartzo pegmatítico, utiliza-se, principalmente, na preparação de ligas (ferro-silício, alumínio-silício e cálcio-silício) e na produção de silício metálico.

Como já foi referido, algumas estruturas de cristal de quartzo apresentam propriedades piezoeléctricas que se manifestam pelo desenvolvimento de cargas eléctricas à superfície de um cristal de quartzo quando sujeito a pressões mecânicas, ou pelo efeito contrário de deformação mecânica produzida quando um cristal fica submetido a um campo eléctrico (Fernandes, 1998). Em consequência desta propriedade, placas pequenas, orientadas, de quartzo, são usadas como osciladores em aparelhos electrónicos, tais como relógios e rádios (Dana & Hurlbut, 1976). Actualmente, o quartzo utilizado no fabrico dos relógios é sintético.

As variedades de quartzo coloridas são usadas como gemas para joalharia e objectos de ornamentação.

CAPÍTULO V: A EXPOSIÇÃO

O objectivo deste capítulo é apresentar o ante-projecto de uma exposição sobre a estrutura e composição dos minerais, tendo como fio condutor o quartzo. A exposição, intitulada “Descobrir a Geologia através do Quartzo”, foi planificada de modo a cumprir os seguintes requisitos:

Público-alvo: A exposição é dirigida ao público em geral e a jovens estudantes de diferentes níveis de ensino.

Espaço físico: Corredor central do Piso 1 (r/c) do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro;

Tipo de exposição: Fixa e permanente.

V.I. A MUSEOLOGIA COMO MEIO DE APRENDIZAGEM NÃO FORMAL

A Museologia é a área do conhecimento dedicada especialmente à administração, manutenção, organização de exposições e eventos em museus. Se bem que o projecto aqui apresentado não se destine a ser exibido num museu, pretende-se com ele contribuir para a criação de um espaço museológico no edifício do Departamento de Geociências. Nesse sentido, pode ser tratado como um elemento museológico.

A exposição constitui uma das funções essenciais do museu e é o que melhor define a sua identidade. Tal como refere Freitas (1999), os museus são importantes recursos educativos pelo que os professores devem incluí-los na planificação e implementação das actividades didácticas, tanto em directa relação com as temáticas curriculares disciplinares, como numa perspectiva de abordagem interdisciplinar.

Actualmente, os museus e instituições congéneres que se dedicam à divulgação da actividade científica e tecnológica ocupam lugar de destaque pela aceitação crescente que têm vindo a suscitar entre as camadas jovens. Tal aceitação deve-se em grande parte ao modo como as exposições são organizadas, de forma simultaneamente rigorosa e apelativa,

criando um ambiente agradável no qual o jovem se sente à vontade para satisfazer a sua curiosidade natural (Chagas, 1993).

Segundo Smith (2001), é possível distinguir três tipos de educação: formal, não formal e informal (Ribeiro, 2000). A educação formal obedece a um sistema sequencial e hierárquico de aquisição de conhecimentos e é ministrada no ensino escolar institucionalizado. Depende de uma directriz educacional centralizada - o currículo – e tem estruturas hierárquicas e burocráticas a nível nacional e órgãos fiscalizadores (ministérios da educação). A educação não formal inclui qualquer tentativa educacional organizada e sistemática que se realiza fora dos quadros do sistema formal de ensino. Por educação informal entende-se o conjunto de atitudes, valores, potencialidades e conhecimentos adquirido ao longo da vida através da experiência diária em casa, no trabalho e no lazer.

Neste contexto, os museus e centros de ciência devem ser encarados como espaços de educação não formal, onde se criam condições para ampliar o nível cultural dos alunos e, por conseguinte, da sociedade, usando métodos de ensino aprendizagem mais flexíveis e atractivos. Com efeito, a visita a uma exposição constitui um recurso didáctico importante, no sentido em que o processo de aprendizagem ocorre em ambiente informal e interactivo, proporcionando um enquadramento favorável para desenvolver as competências pessoais do formando e estimular o seu interesse e criatividade. Com a implementação deste projecto procurou-se dar a conhecer alguns conceitos básicos de Mineralogia segundo uma perspectiva construtivista, centrada no visitante.

Na concepção e organização de uma exposição científica e didáctica é fundamental que se conheça profundamente o assunto a tratar assim como os interesses dos destinatários pois os elementos da exposição podem ser conjugados de diferentes modos de forma a adequá-los ao público-alvo. Exige ainda uma planificação rigorosa que envolve os seguintes aspectos principais: elaboração do itinerário, selecção dos objectos a expor, preparação de documentos iconográficos (fotografias, desenhos, gravuras) e de outros materiais complementares que facilitem a compreensão dos conteúdos (textos), divulgação (cartazes, catálogo, anúncios nos meios de comunicação social) e programação de actividades de extensão cultural e educativa (Trindade, 1993).

Os elementos da exposição devem ser reunidos num todo coerente, sem explicações exaustivas, mas definindo claramente as causas, relações e determinações pertinentes ao

fenómeno abordado, de forma a permitir aos visitantes uma compreensão não fragmentada e simplista dos temas expostos (Silva, 2002).

V.2. ENSINO DAS GEOCIÊNCIAS

Uma vez que esta exposição, também se destina a alunos do 3º ciclo do ensino básico e do ensino secundário, houve a preocupação de interligar os conteúdos da exposição com os currículos actualmente vigentes dos ensinos Básico e Secundário. Apresentam-se na Tabela V.1, os conteúdos dos programas de Ciências Naturais do 7º de escolaridade e de Biologia e Geologia dos 10º e 11º anos de escolaridade enquadrados na exposição.

Tabela V.1 – Enquadramento curricular dos conteúdos da exposição

ANO LECTIVO	7º Ano	10º Ano	11º Ano
DISCIPLINA	Ciências Naturais	Biologia e Geologia	
CONTEÚDOS	<p>Tema Organizador: Terra em Transformação</p> <p>Sub-tema: Dinâmica Externa da Terra</p> <p>Unidade: Rochas, Testemunhos da actividade da terra</p>	<p>Tema: A Geologia, os geólogos e os seus métodos</p> <p>Sub-tema: As rochas, arquivos que relatam a História da Terra</p>	<p>Tema: Geologia, problemas e materiais do quotidiano</p> <p>Sub-tema: Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres.</p>

Em qualquer destes anos lectivos se aborda o tema “Minerais e Rochas”. Os critérios de classificação de minerais e rochas em amostra de mão são introduzidos no 7º ano e aprofundados nos 10º e 11º anos de escolaridade. O Ciclo geológico e Ambientes de formação dos principais grupos de rochas, também é tratado de forma progressivamente mais avançada nestes anos de escolaridade. Os conteúdos da exposição estão, por isso, perfeitamente adequados ao nível de formação dos alunos desta faixa etária.

V.3. PLANO GERAL DA EXPOSIÇÃO

O esquema geral da exposição está sintetizado na Tabela V.2. Inclui sete estações cuja descrição está organizada da seguinte forma: título, texto, amostras a expor e

ilustrações (fotografias, figuras, esquemas e mapas). Algumas estações envolvem vários painéis independentes, mas interligados.

Tabela V.2 – Esquema geral da exposição.

ESQUEMA GERAL DA EXPOSIÇÃO “DESCOBRIR A GEOLOGIA ATRAVÉS DO QUARTZO”	
Estação 1	O Quartzo é um mineral
Estação 2 <i>Painel 2.1</i>	O que é um mineral?
Estação 3 <i>Painel 3.1</i> <i>Painel 3.2</i> <i>Painel 3.3</i>	Os átomos são a unidade base dos minerais O átomo A Tabela Periódica Iões
Estação 4 <i>Painel 4.1</i> <i>Painel 4.2</i> <i>Painel 4.3</i> <i>Painel 4.4</i>	Do átomo ao mineral Os átomos/iões ligam-se entre si Estrutura atômica dos minerais Classificação química dos minerais Propriedades físicas dos minerais
Estação 5 <i>Painel 5.1</i> <i>Painel 5.2</i> <i>Painel 5.3</i> <i>Painel 5.4</i>	Os silicatos O Silício e o Oxigênio A unidade base dos silicatos: o tetraedro SiO_4^{4-} Os diferentes grupos de silicatos Os silicatos são os minerais mais abundantes na crosta terrestre
Estação 6 <i>Painel 6.1</i> <i>Painel 6.2</i> <i>Painel 6.3</i> <i>Painel 6.4</i>	Do mineral à rocha Os minerais são os constituintes essenciais das rochas Rochas Magmáticas Rochas Sedimentares Rochas Metamórficas
Estação 7 <i>Painel 7.1</i>	Conclusão

Na elaboração dos diferentes módulos tentou utilizar-se uma linguagem clara e acessível a todos os visitantes e estabelecer uma relação pertinente e significativa entre os temas abordados, amostras e ilustrações (figuras, fotografias, esquemas e mapas).

Os módulos expositivos contêm vários níveis de informação. Um primeiro nível de informação de apreensão imediata, como é o caso do título, texto curto, ilustrações, amostras e modelos. A este conjunto de elementos adiciona-se um segundo nível com texto um pouco mais descritivo e aprofundado.

Segundo Trindade (1993), a concepção-realização de uma exposição é um trabalho pluridisciplinar, que deve envolver: museólogos, investigadores, pedagogos e designers. Por estas razões, estabeleceram-se contactos com uma equipa de designers usando este ante-projecto como guião de base. A partir de indicações muito precisas sobre o conteúdo científico e os elementos a integrar, caberá aos profissionais de design concretizar o projecto final. Todas as figuras, esquemas e fotografias apresentadas no presente documento têm, por isso, carácter provisório e deverão ser reelaborados pelos designers.

Outro aspecto tido em consideração durante a concepção desta exposição foi o espaço físico onde vai ser montada. O Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, projectado pelo arquitecto Eduardo Souto de Moura, é um edifício de grande austeridade, transmitindo uma renúncia evidente de tudo o que é acessório em arquitectura e simultaneamente uma enorme atenção ao detalhe. O interior é muito sóbrio e os espaços são despojados de acessórios. Para integrar a exposição neste espaço arquitectónico, é fundamental que o projecto de design assim como os materiais de suporte se integrem no espírito da obra.

O Departamento de Geociências tem três pisos (pisos 1, 2 e 3). O piso 1 é constituído por um átrio de entrada, um anfiteatro, uma sala de estudo e vários laboratórios (Fig. V.1) separados por um corredor central (Fig. V.2). Seleccionou-se o corredor central para montar a exposição por se tratar de uma área de passagem em que é possível os visitantes circularem livremente sem perturbar as aulas.

V.4. GUIÃO DA EXPOSIÇÃO

Apresenta-se em seguida o ante-projecto da exposição que servirá de guião ao trabalho dos designers. A descrição de cada estação inclui: título, texto, amostras a expor e ilustrações (fotografias, figuras, esquemas e mapas).

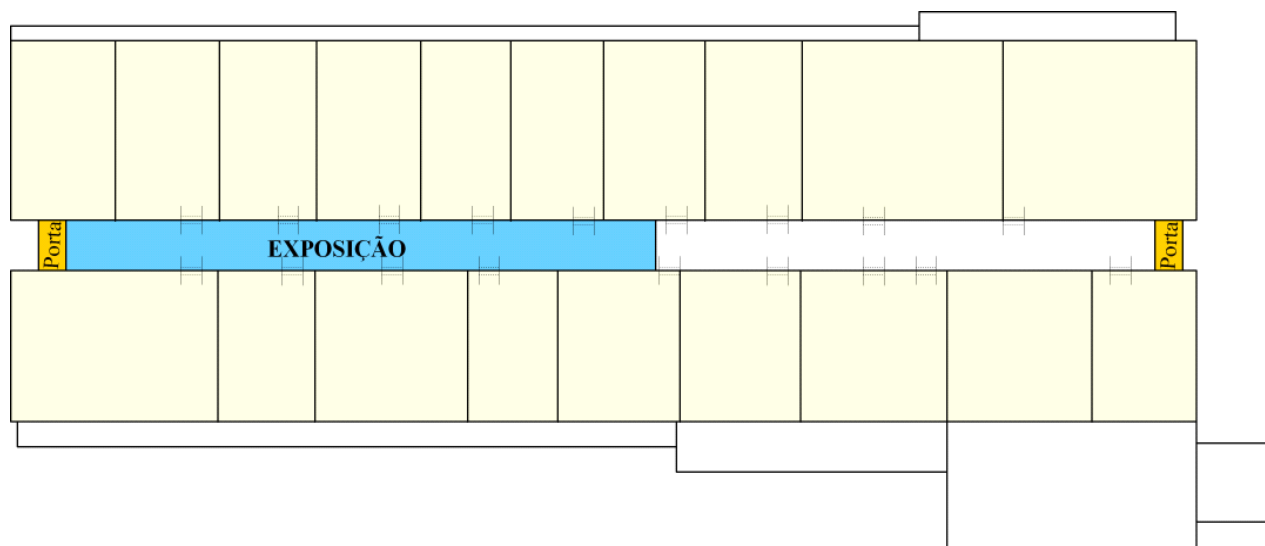


Figura V.1 – Planta simplificado do piso 1 do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

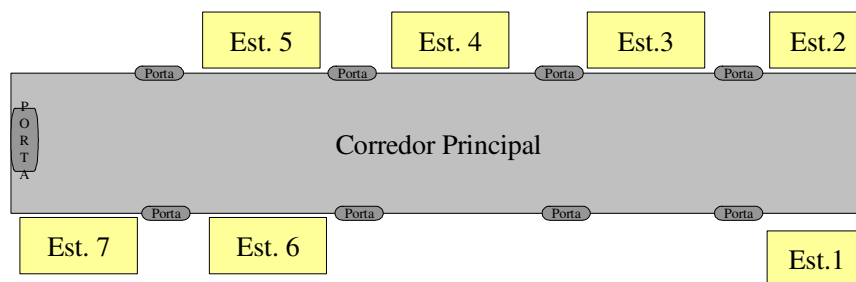


Figura V.2 – Localização das estações no espaço da exposição.

ESTAÇÃO 1

***Título:* O QUARTZO É UM MINERAL**

Expositor 1: Texto e amostras.

Texto: O quartzo é um dos minerais mais abundantes na crosta terrestre. Pode apresentar uma grande variedade de cores e formas e representa um dos constituintes essenciais de muitas das rochas actualmente expostas à superfície da Terra.

Amostras a expor: Apresentação de uma amostra de grandes dimensões de quartzo nacional e sete amostras de mão de:

- i) Agregado de cristais de quartzo hialino.
- ii) Quartzo citrino
- iii) Quartzo róseo
- iv) Quartzo ametista
- v) Quartzo fumado.
- vi) Quartzo leitoso
- vii) Rocha granítica com cristais de quartzo



ESTAÇÃO 2

Título: O QUE É UM MINERAL?

Expositor 2: Texto e ilustrações (painel 2.1).

Painel 2.1: Ilustração do texto: fotografias e esquemas legendados.

Texto: Um MINERAL é um **sólido homogêneo, inorgânico, natural**, com **composição química definida** (mas não necessariamente fixa) e **estrutura cristalina**.

O QUARTZO É UM MINERAL PORQUE:

É UM SÓLIDO.



O MERCÚRIO É LÍQUIDO



NÃO É UM MINERAL

É UM COMPOSTO INORGÂNICO.

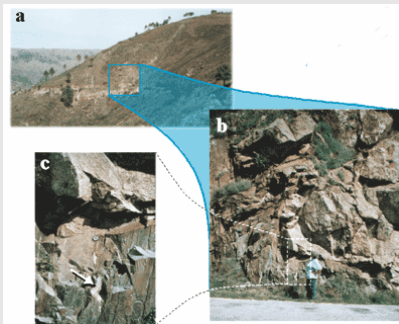


A PÉROLA É UM COMPOSTO ORGÂNICO PORQUE É PRODUZIDA POR SERES VIVOS.



NÃO É UM MINERAL

É FORMADO POR PROCESSOS NATURAIS.



O AÇO É FABRICADO PELO HOMEM.

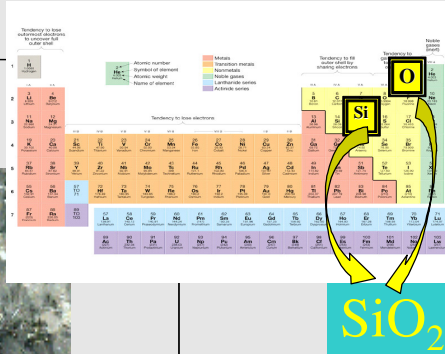


NÃO É UM MINERAL

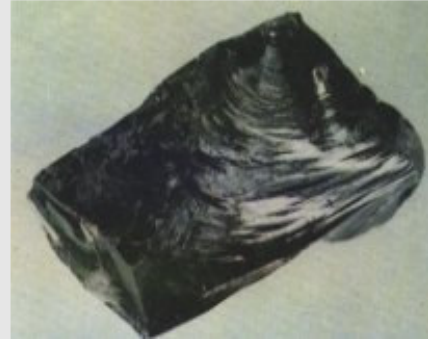
TEM UMA **COMPOSIÇÃO QUÍMICA DEFINIDA** QUE PODE SER EXPRESSA POR UMA FÓRMULA QUÍMICA – SiO_2 .



Quartzo

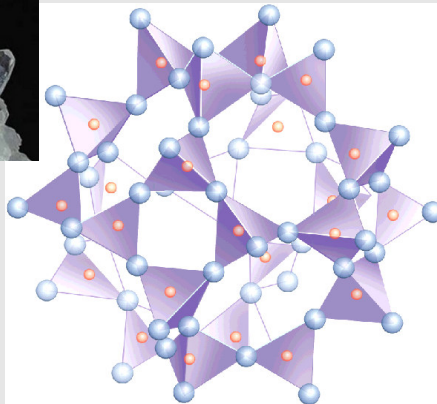
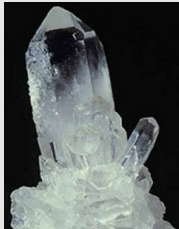


O VIDRO VULCÂNICO – OBSIDIANA - TEM UMA **COMPOSIÇÃO QUÍMICA VARIÁVEL** QUE NÃO PODE SER EXPRESSA ATRAVÉS DE UMA FÓRMULA QUÍMICA.

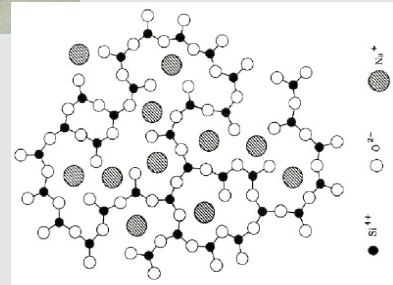
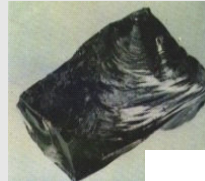


NÃO É UM MINERAL

TEM **ESTRUTURA CRISTALINA**. OS ÁTOMOS DE SILÍCIO E OXIGÊNIO QUE O CONSTITUEM APRESENTAM UMA DISTRIBUIÇÃO ORDENADA NAS TRÊS DIRECÇÕES DO ESPAÇO.



O VIDRO VULCÂNICO – OBSIDIANA – **NÃO TEM ESTRUTURA CRISTALINA**, PORQUE A DISTRIBUIÇÃO DOS ÁTOMOS NO ESPAÇO NÃO DEFINE UM PADRÃO REGULAR.



NÃO É UM MINERAL

ESTAÇÃO 3

Título: OS ÁTOMOS SÃO A UNIDADE BASE DOS MINERAIS

Expositor 3: Três painéis com montagem de texto e figuras.

Painel 3.1

Título: O ÁTOMO

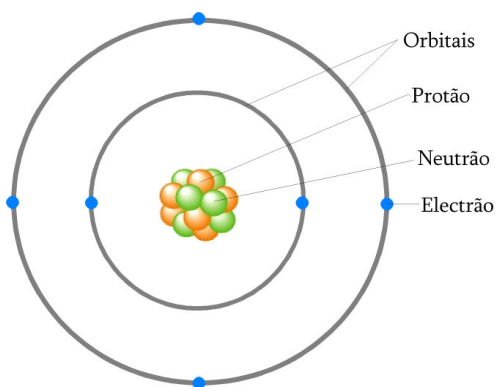
Texto: Os átomos são as mais pequenas partículas de um elemento químico que ainda conserva as suas propriedades. São formados por partículas ainda mais pequenas de três tipos:

Protões – massa 1, carga eléctrica positiva.

Neutrões – massa 1, carga eléctrica neutra.

Electrões – massa desprezível, carga eléctrica negativa.

Os protões e os neutrões ocupam o núcleo do átomo onde se concentra praticamente toda a sua massa. Os electrões distribuem-se em camadas concêntricas em volta do núcleo e movem-se rapidamente dentro de níveis específicos de energia.



Estrutura do átomo

Partícula	Carga eléctrica	Massa (u.m.a.*)
Protão (p)	+	1
Electrão (e)	-	~0
Neutrão (n)	0	1

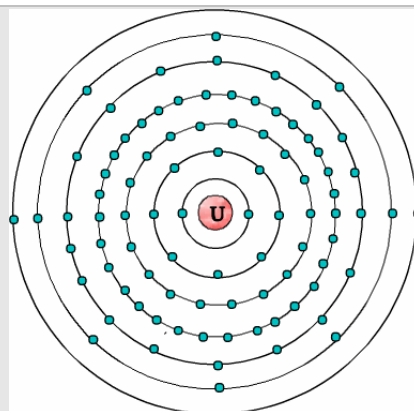
* unidade de massa atómica

Texto: Em átomos electricamente neutros, o número de electrões é igual ao de protões.

O átomo mais simples é o de Hidrogénio, tem apenas 1 protão no núcleo e é o mais leve. O átomo mais complexo é o de Urânio, contém 92 protões e é o mais pesado.



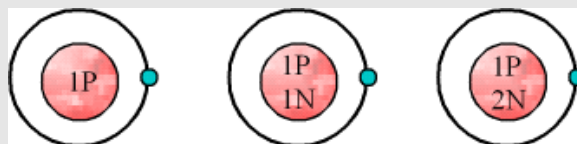
Esquema do átomo de Hidrogénio



Esquema do átomo de Urânio

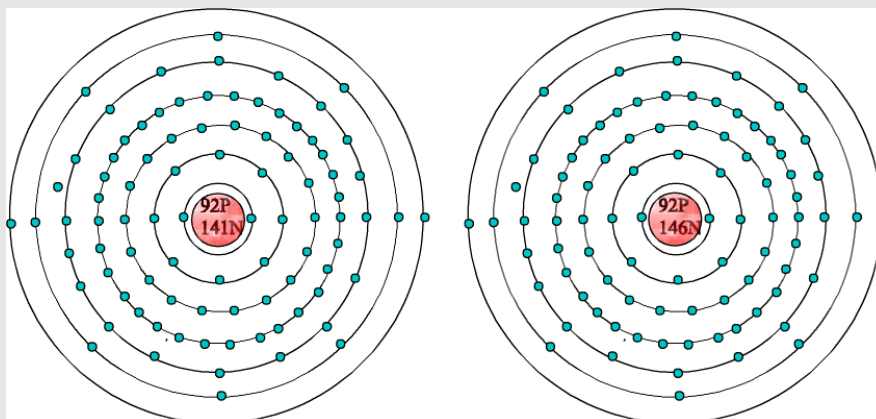
Texto: O número de prótons no núcleo do átomo é designado por **número atómico (Z)** e funciona como bilhete de identidade dos elementos químicos. Cada elemento químico que ocorre na natureza é caracterizado por um número fixo de prótons (Z). O número de neutrões no núcleo pode variar. Chamam-se **isótopos** de um elemento aos átomos desse elemento com diferente número de neutrões.

Todos os átomos de Hidrogénio têm 1 próton no núcleo ($Z=1$) mas podem conter um número diferente de neutrões (0, 1 ou 2).



Isótopos de hidrogénio.

Texto: Todos os átomos de Urânio têm 92 prótons no núcleo ($Z=92$). O número de neutrões varia entre 141 e 146.



Isótopos de Urânio: átomos de urânio com diferente nº de neutrões.

Painel 3.2

Título: A TABELA PERIÓDICA

Texto: Dmitri Mendeleev (1834-1907) ordenou os elementos químicos e construiu a primeira Tabela Periódica. Na Tabela Periódica, os elementos estão dispostos segundo linhas horizontais e colunas verticais. Chamam-se **Períodos** às linhas e **Grupos** às colunas.

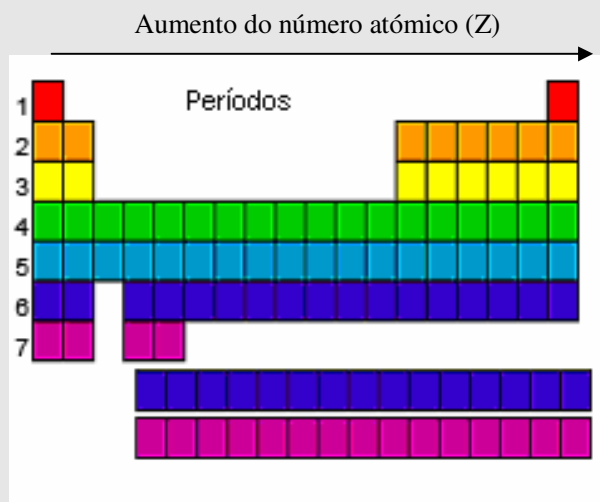
TABELA PERIÓDICA

	I	II											III	IV	V	VI	VII	VIII	
1	1 H																		2 He
2	3 Li	4 Be											5 B	6 C	7 N	8 O	9 F	10 Ne	
3	11 Na	12 Mg											13 Al	14 Si	15 P	16 S	17 Cl	18 Ar	
4	19 K	20 Ca	21 Sc	22 Ti	23 V	24 Cr	25 Mn	26 Fe	27 Co	28 Ni	29 Cu	30 Zn	31 Ga	32 Ge	33 As	34 Se	35 Br	36 Kr	
5	37 Rb	38 Sr	39 Y	40 Zr	41 Nb	42 Mo	43 Tc	44 Ru	45 Rh	46 Pd	47 Ag	48 Cd	49 In	50 Sn	51 Sb	52 Te	53 I	54 Xe	
6	55 Cs	56 Ba	* 71 Lu	72 Hf	73 Ta	74 W	75 Re	76 Os	77 Ir	78 Pt	79 Au	80 Hg	81 Tl	82 Pb	83 Bi	84 Po	85 At	86 Rn	
7	87 Fr	88 Ra	** 103 Lr	104 Rf	105 Db	106 Sg	107 Bh	108 Hs	109 Mt	110 Ds	111 Rg	112 Uub	113 Uut	114 Uuq	115 Uup	116 Uuh	117 Uus	118 Uuo	

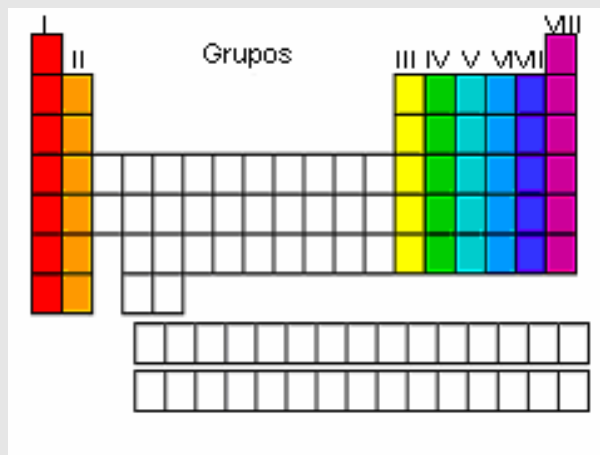
*Lantanídeos	* 57 La	58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb
**Actinídeos	** 89 Ac	90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 No

Metals alcalinos	Metals alcalinos-terrosos	Lantanídeos e Actinídeos	Metals de transição
Metals Representativos	Halogénios	Não-Metals	Gases nobres

Texto: Ao longo de cada **período**, o número atômico cresce da esquerda para a direita. Os elementos do mesmo período apresentam todos igual número de orbitais atômicas (camadas de electrões). O número de orbitais atômicas varia assim entre 1 e 7. Os elementos do primeiro período têm um único orbital atômico e os do último período têm sete.



Texto: Os elementos que pertencem ao mesmo **grupo** também têm semelhanças entre si. O número de electrões da última camada, isto é, o número de electrões de valência é idêntico em todos os elementos do mesmo grupo. Deste modo, todos os elementos do grupo I têm um electrão na camada externa, todos os do grupo II possuem 2 electrões na última camada e assim sucessivamente. Embora existam algumas exceções a esta regra, no caso dos elementos de transição (grupos II e III), esta é a tendência geral.



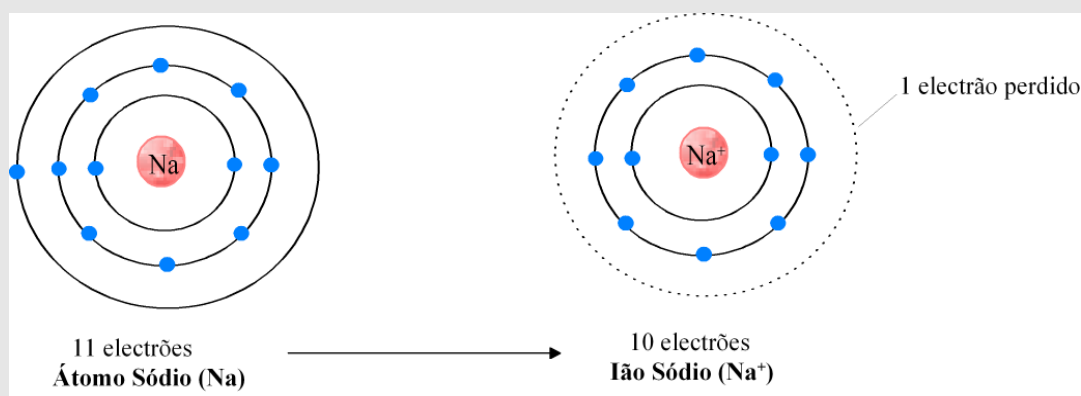
Painel 3.3

Título: IÕES

Texto: A estabilidade dos átomos depende do número de electrões na última camada. O preenchimento da última camada com 8 electrões confere aos átomos uma estabilidade máxima.

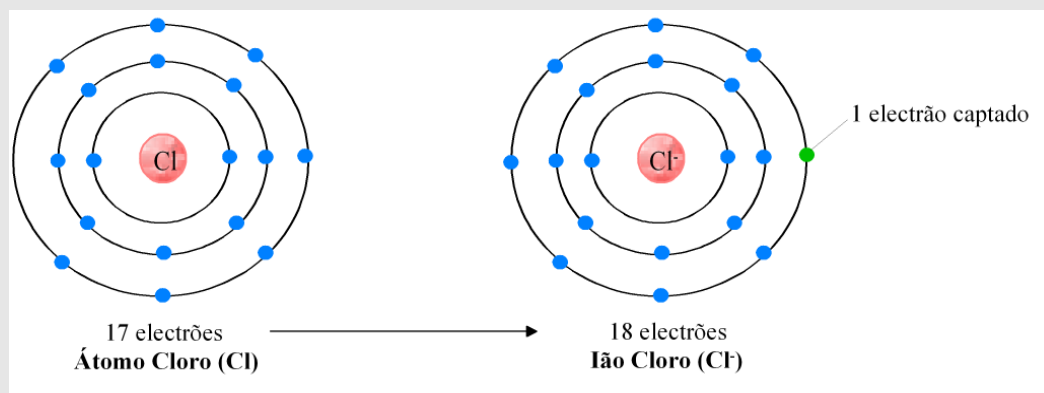
Para atingir a sua condição de estabilidade, os átomos podem perder ou ganhar electrões, transformando-se em **iões**.

O átomo de Sódio tem 11 prótons e 11 electrões. Quando perde o electrão da última camada, transforma-se no ião Na^+ .



Transformação do átomo de Na no ião Na^+

Texto: O átomo de Cloro tem 17 prótons e 17 electrões. Quando ganha 1 electrão para preencher a última camada transforma-se no ião Cl^- .



Transformação do átomo de Cl e do ião Cl^-

ESTAÇÃO 4

Título: DO ÁTOMO AO MINERAL

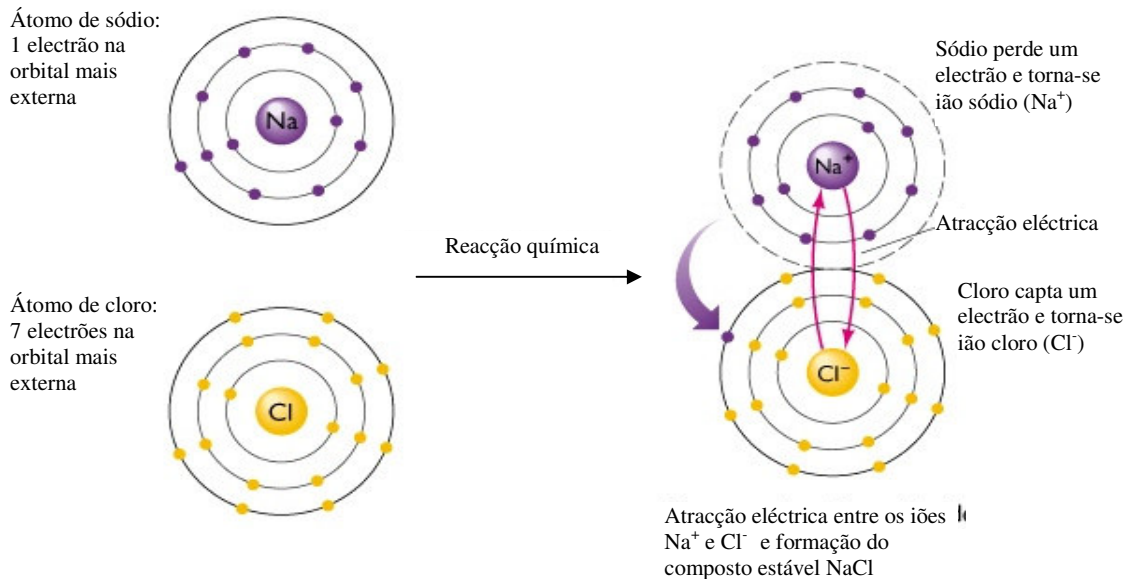
Expositor 4: Quatro painéis com montagem de texto e figuras.

Painel 4.1

Título: OS ÁTOMOS/IÕES LIGAM-SE ENTRE SI

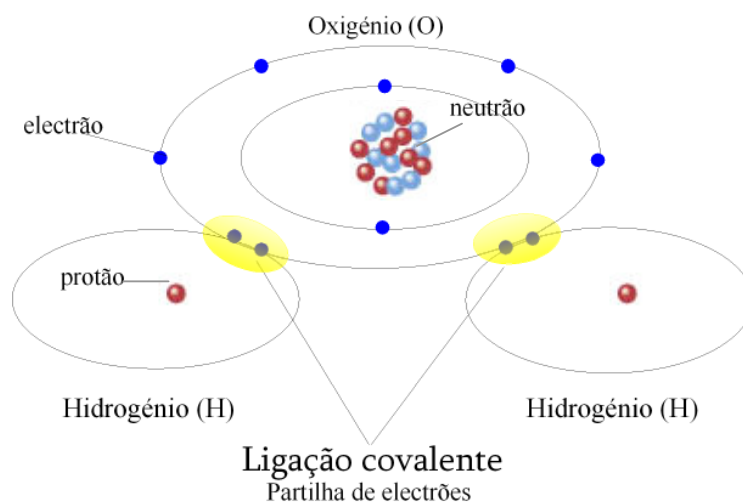
Texto: Os átomos/iões podem ligar-se entre si para formar compostos. As forças que unem estes átomos/iões designam-se ligações químicas. Existem quatro tipos principais de ligações químicas: Ligações iónicas; Ligações covalentes; Ligações metálicas e Ligações de Van der Waals.

As **ligações iónicas** resultam da atracção eléctrica entre iões de cargas opostas. A ligação entre os iões de Sódio e Cloro constitui um bom exemplo de uma ligação com carácter iónico e dá origem ao composto cloreto de sódio (NaCl).



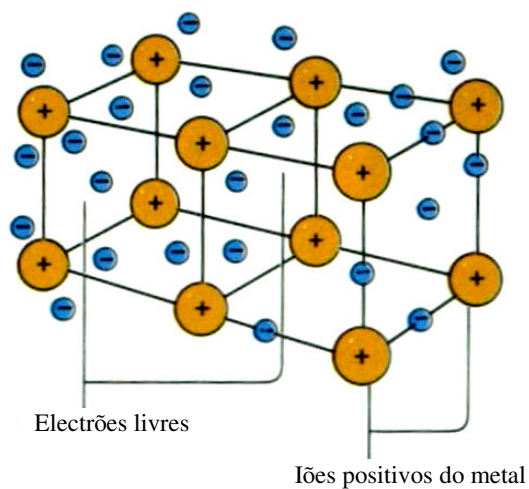
Representação esquemática da ligação iónica no cloreto de sódio (NaCl).

Texto: As **ligações covalentes** envolvem a partilha de electrões entre os átomos que participam na ligação. Na água (H_2O), a ligação entre os átomos de Oxigénio e Hidrogénio tem carácter covalente. O Oxigénio, com 6 electrões na última camada, liga-se a dois átomos de Hidrogénio através da partilha de 2 electrões.



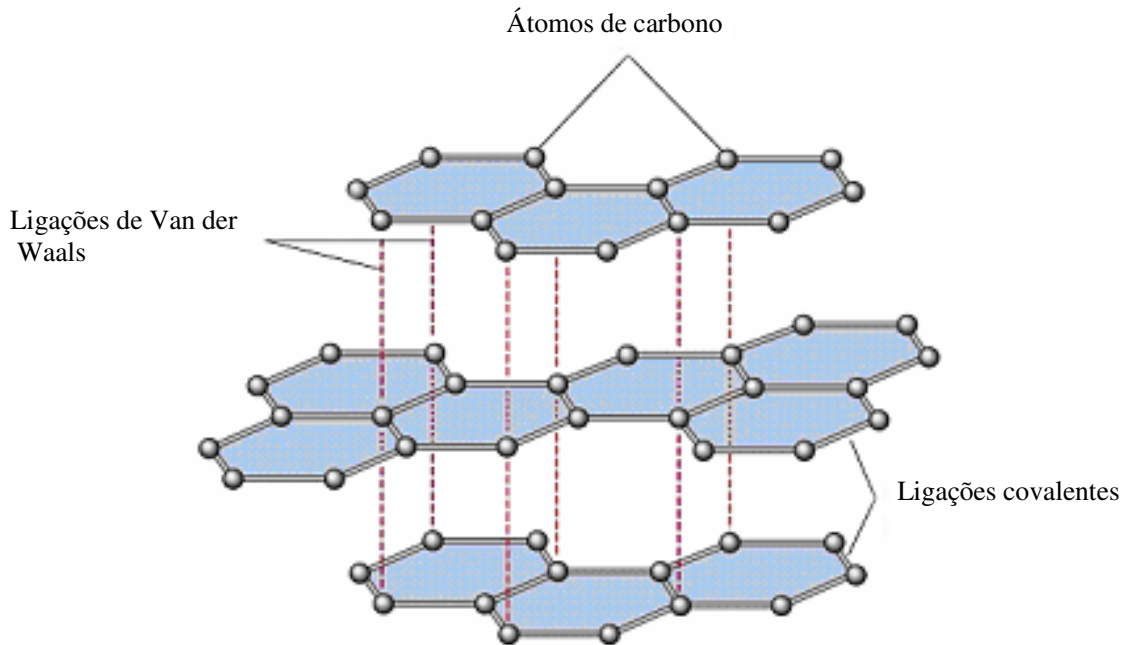
Representação esquemática da ligação covalente na molécula de H_2O .

Texto: A **ligação metálica** é semelhante à ligação covalente, mas envolve a partilha de electrões das camadas internas do átomo. Nos metais, como o ferro ou o ouro, o empacotamento dos átomos é muito denso e os electrões movem-se livremente através da estrutura



Representação esquemática da ligação metálica.

Texto: As **ligações de Van der Waals** são ligações muito fracas devidas a forças de atracção electrostática entre átomos ou iões de carga oposta. No mineral grafite, os átomos de Carbono estão unidos entre si por ligações covalentes. No entanto, a ligação entre as camadas dos átomos de Carbono é feita através de forças de Van der Waals.



Representação esquemática da estrutura da grafite.

Painel 4.2

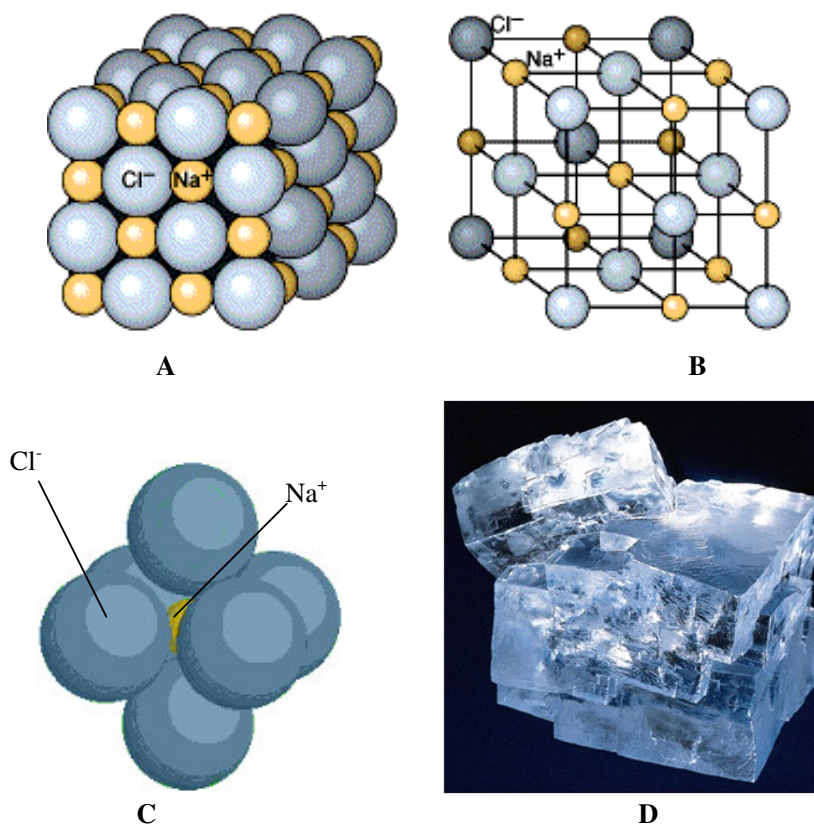
Título: ESTRUTURA ATÓMICA DOS MINERAIS

Texto: O empacotamento ordenado de átomos/iões nas três direcções do espaço dá origem a sólidos com estrutura cristalina: os minerais.

A halite, o diamante, a grafite e o cobre nativo constituem alguns exemplos de minerais com estruturas diferentes.

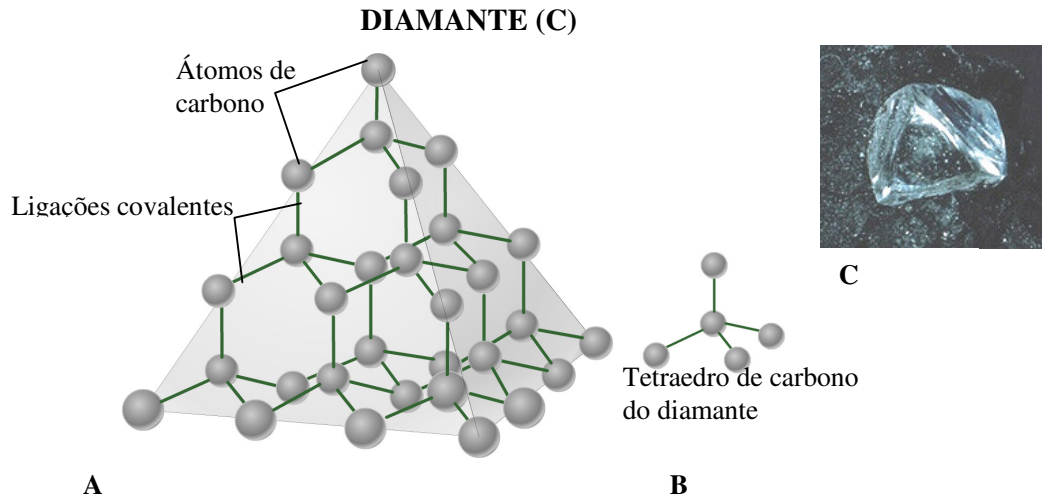
Texto: A **halite** é composta por iões Na^+ e Cl^- unidos entre si por ligações iónicas. Cada ião Cl^- está rodeado por 6 iões de Na^+ (coordenação octaédrica). O modo como os iões se dispõem na estrutura da halite reflecte-se, tanto na sua forma externa (cúbica), como no desenvolvimento de uma clivagem cúbica.

HALITE (NaCl)



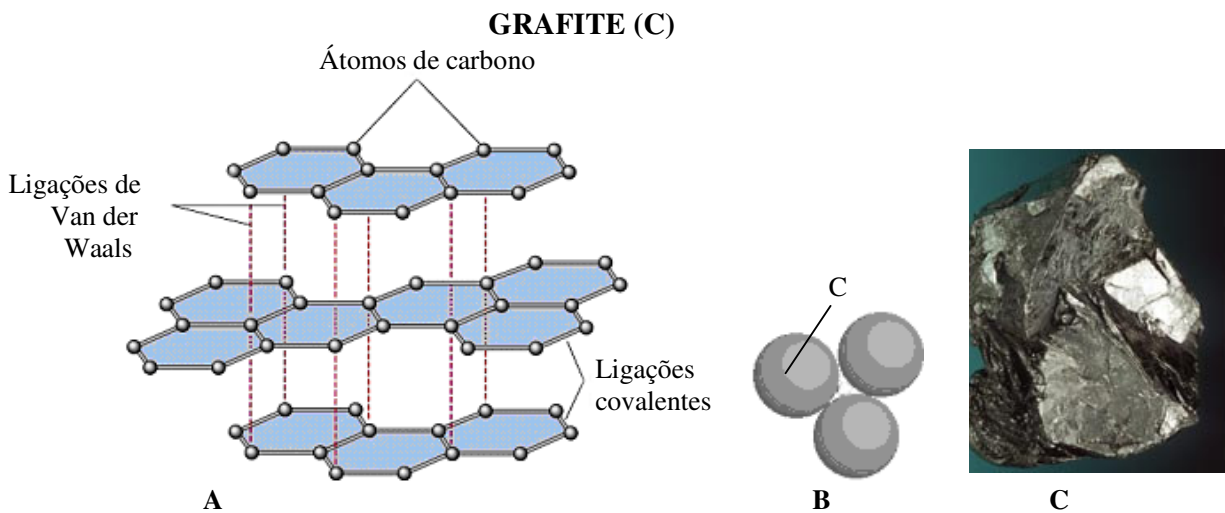
(A) Estrutura cristalina da halite (NaCl); (B) Representação esquemática da rede cristalina do cloreto de sódio (NaCl); (C) Esquema de coordenação na halite - octaédrica; (D) Cristal de halite.

Texto: O **diamante** é constituído por átomos de Carbono unidos entre si por fortes ligações covalentes, o que confere a este mineral uma dureza muito elevada. Cada átomo de Carbono está rodeado por outros 4 (coordenação tetraédrica) definindo um arranjo tetraédrico (coordenação tetraédrica).



(A) Representação esquemática da estrutura cristalina do diamante. (B) Esquema de coordenação do diamante – tetraédrica; (C) cristal de diamante.

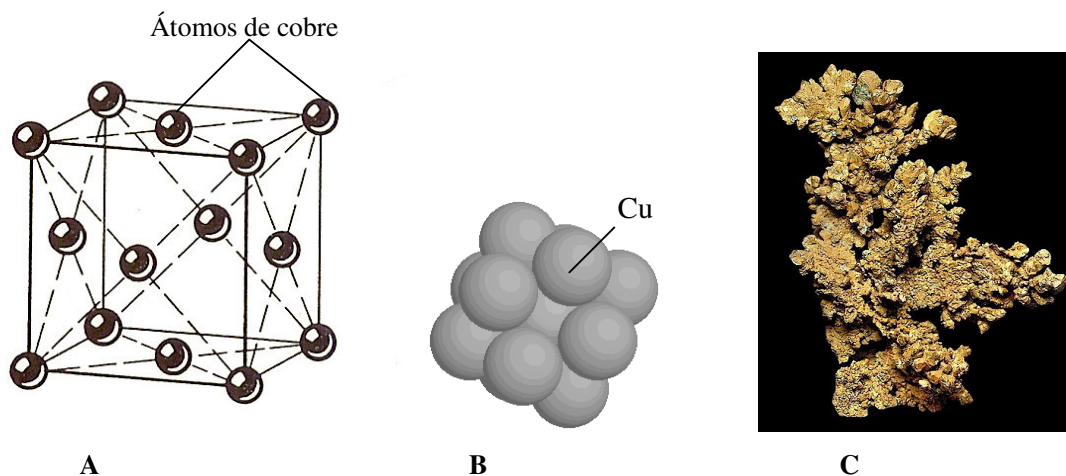
Texto: A **grafite** também é composta por átomos de Carbono mas apresenta ligações covalentes e de Van der Waals. No interior de cada camada, 1 átomo de carbono está ligado a outros 3 (coordenação triangular). Os cristais de grafite apresentam uma direcção de clivagem segundo os planos com ligações mais fracas.



(A) Representação esquemática da estrutura da grafite; (B) Esquema de coordenação da grafite - triangular. (C) Cristal de grafite.

Texto: O **cobre nativo** é formado exclusivamente por átomos de Cobre. Apresenta ligações metálicas e cada átomo está rodeado por outros 12 (coordenação cúbica compacta). O tipo de ligações presentes neste mineral é responsável pelo seu brilho metálico.

COBRE NATIVO (Cu)

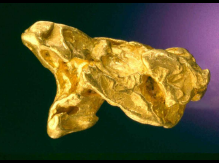








(A) Representação esquemática da estrutura cristalina do cobre nativo (B) Esquema de coordenação do cobre nativo – cúbica compacta; (C) Cristal de cobre com brilho metálico.

Painel 4.3**Título: CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA DOS MINERAIS**

Texto: Com base no tipo de íons negativos (aniões) presentes na sua estrutura, Dana (1837) agrupou os minerais em diferentes classes químicas.

Principais classes químicas dos minerais (Dana, 1837).

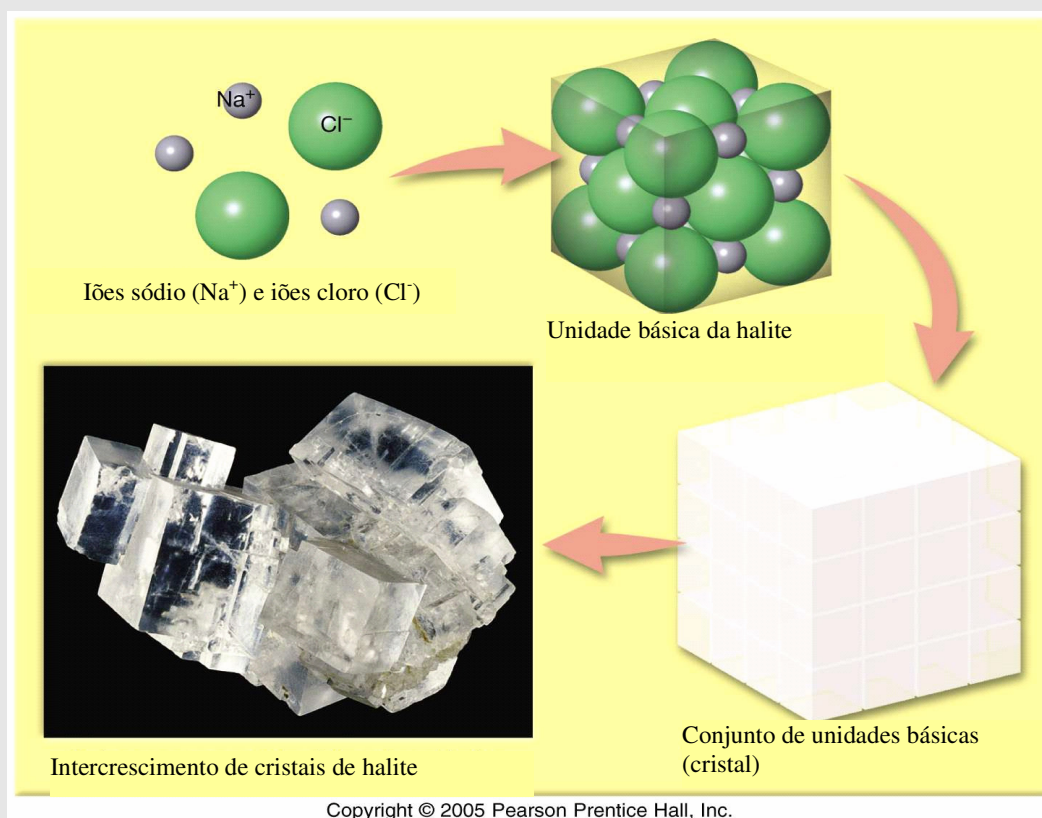
Classe	Anião dominante	Exemplo	Composição Química	
ELEMENTOS NATIVOS	Sem aniões	Ouro	Au	
SULFURETOS SULFOSSAIS	S^{2-} S, As, Sb	Pirite	FeS_2	
ÓXIDOS HIDRÓXIDOS	O^{2-} OH^-	Hematite	Fe_2O_3	
HALOGENETOS	Cl^- , F^- , I^- , Br^-	Halite	NaCl	
CARBONATOS	$(CO_3)^{2-}$	Calcite	$CaCO_3$	
SULFATOS FOSFATOS NITRATOS BORATOS	$(SO_4)^{2-}$ $(PO_4)^{3-}$ NO_3^- BO_3^{3-}	Anidrite	$CaSO_4$	
SILICATOS	$(SiO_4)^{4-}$	Quartzo	SiO_2	

Painel 4.4

Título: PROPRIEDADES FÍSICAS DOS MINERAIS

Texto: As propriedades físicas dos minerais são fortemente controladas pela sua composição química e estrutura cristalina.

A **halite** é incolor, solúvel em água e com sabor salgado devido à natureza dos elementos químicos que a compõem (sódio e cloro) e ao tipo de ligações que unem os átomos destes elementos (iônicas). Apresenta forma e clivagem cúbicas como consequência da sua estrutura cristalina.



Propriedades Físicas da Halite (NaCl):

Cor: incolor

Forma: cúbica

Dureza: 2,5

Brilho: vítreo

Clivagem: cúbica

Outras: solúvel em água, sabor salgado

ESTAÇÃO 5

Título: OS SILICATOS

Expositor 5: Quatro painéis com uma montagem de texto e figuras.

Painel 5.1

Título: O SILÍCIO E O OXIGÊNIO

Texto: O Silício e o Oxigênio representam cerca de 75% da composição da crosta terrestre. Tendo em conta a sua abundância na crosta, não é de estranhar que estes elementos sejam os principais constituintes do grupo mais comum de minerais: os silicatos.

TABELA PERIÓDICA

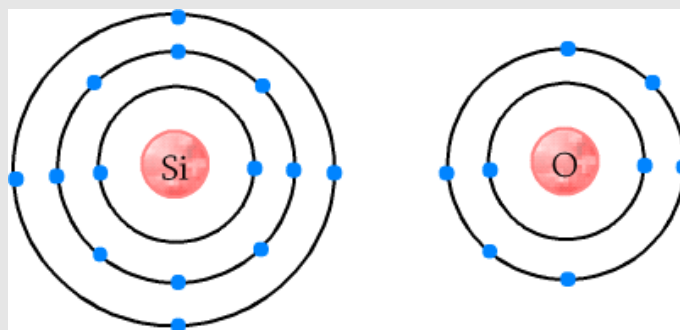
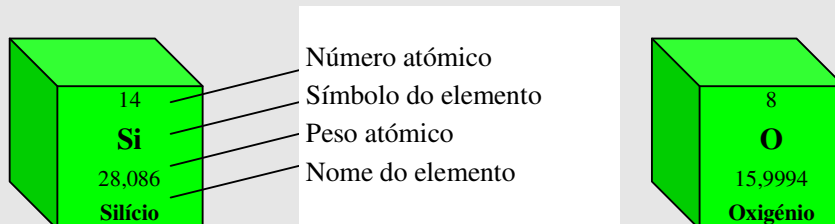
	I	II											III	IV	V	VI	VII	VIII	
1	1 H																		2 He
2	3 Li	4 Be											5 B	6 C	7 N	8 O	9 F	10 Ne	
3	11 Na	12 Mg											13 Al	14 Si	15 P	16 S	17 Cl	18 Ar	
4	19 K	20 Ca	21 Sc	22 Ti	23 V	24 Cr	25 Mn	26 Fe	27 Co	28 Ni	29 Cu	30 Zn	31 Ga	32 Ge	33 As	34 Se	35 Br	36 Kr	
5	37 Rb	38 Sr	39 Y	40 Zr	41 Nb	42 Mo	43 Tc	44 Ru	45 Rh	46 Pd	47 Ag	48 Cd	49 In	50 Sn	51 Sb	52 Te	53 I	54 Xe	
6	55 Cs	56 Ba	*	71 Lu	72 Hf	73 Ta	74 W	75 Re	76 Os	77 Ir	78 Pt	79 Au	80 Hg	81 Tl	82 Pb	83 Bi	84 Po	85 At	86 Rn
7	87 Fr	88 Ra	**	103 Lr	104 Rf	105 Db	106 Sg	107 Bh	108 Hs	109 Mt	110 Ds	111 Rg	112 Uub	113 Uut	114 Uuq	115 Uup	116 Uuh	117 Uus	118 Uuo
			*	57 La	58 Ce	59 Pr	60 Nd	61 Pm	62 Sm	63 Eu	64 Gd	65 Tb	66 Dy	67 Ho	68 Er	69 Tm	70 Yb		
			**	89 Ac	90 Th	91 Pa	92 U	93 Np	94 Pu	95 Am	96 Cm	97 Bk	98 Cf	99 Es	100 Fm	101 Md	102 No		

Metais alcalinos	Metais alcalinos-terrosos	Lantanídeos e Actinídeos	Metais de transição
Metais Representativos	Halogénios	Não-Metais	Gases nobres

Painel 5.2

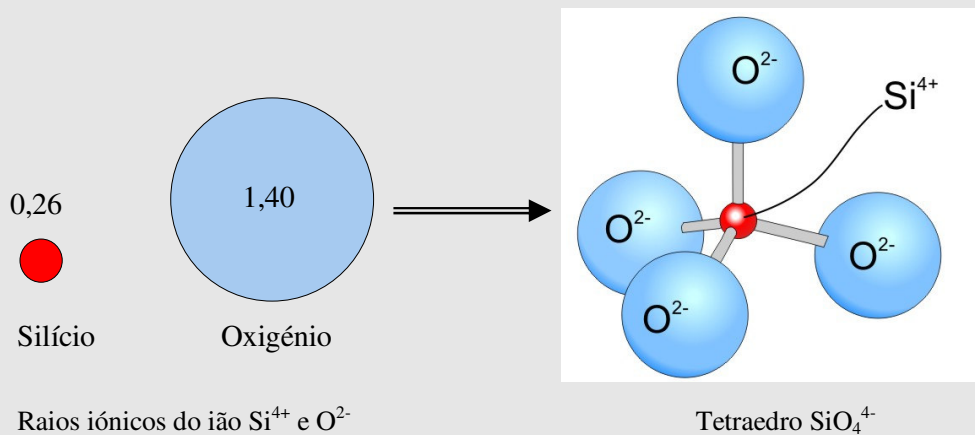
Título: A UNIDADE BASE DOS SILICATOS: O TETRAEDRO SiO_4^{4-}

Texto: O Oxigénio faz parte do 2º período (2 orbitais atómicas) e do grupo VI (6 electrões de valência). O Silício pertence ao 3º período (3 orbitais atómicas) e ao grupo IV (4 electrões de valência).

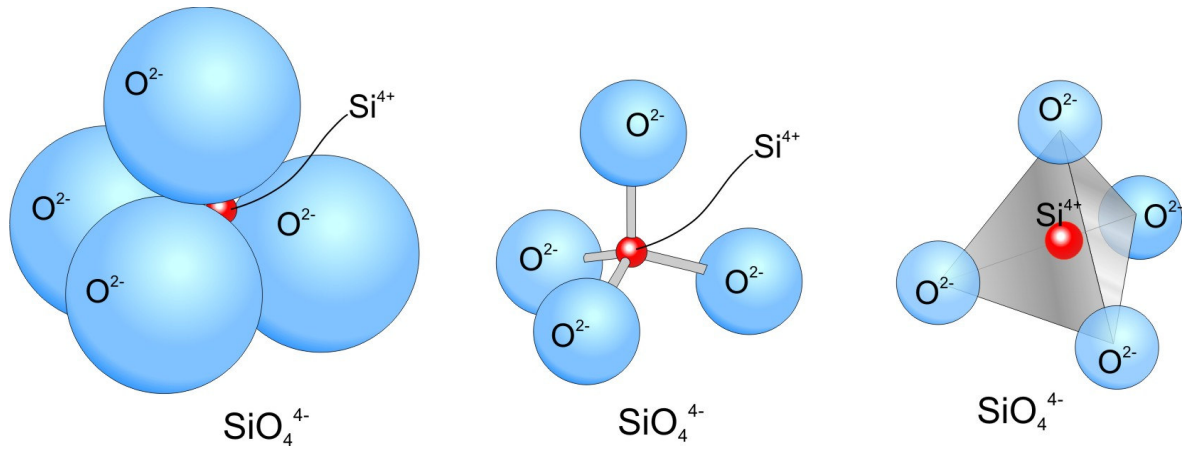


Configuração electrónica dos átomos de silício e oxigénio

Texto: A relação de raios dos iões Si^{4+} e O^{2-} indica que o catião de silício pode coordenar 4 oxigénios fazendo com que a configuração tetraédrica seja a mais estável para o agrupamento silício-oxigénio.



Texto: A unidade base de todos os silicatos é o grupo aniônico SiO_4^{4-} . O íon Silício (Si^{4+}), de menores dimensões, está localizado no centro do tetraedro. Liga-se fortemente a 4 íons de Oxigênio (O^{2-}) que ocupam os vértices o com coordenação tetraédrica.



Diferentes formas de representar a unidade base dos silicatos: o tetraedro SiO_4^{4-} .

Painel 5.3

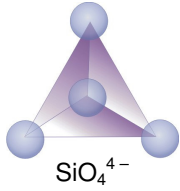
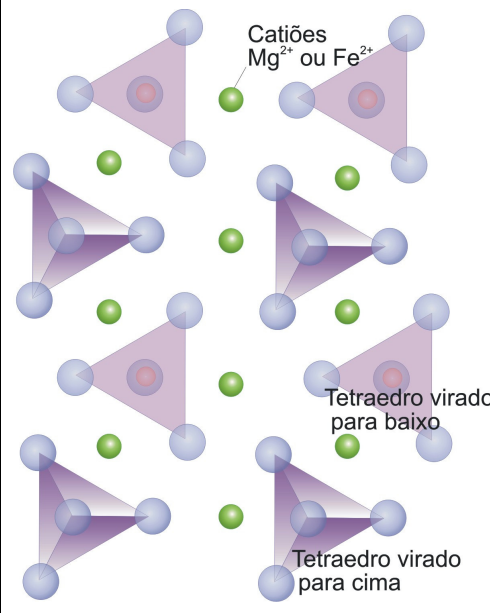
Título: OS DIFERENTES GRUPOS DE SILICATOS

Texto: A estrutura de um silicato só se torna estável quando a carga eléctrica do grupo aniónico SiO_4^{4-} é neutralizada. A compensação de cargas pode dar-se através:

- da ligação dos tetraedros com iões de carga positiva (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+})
- da partilha de átomos de Oxigénio entre tetraedros adjacentes.

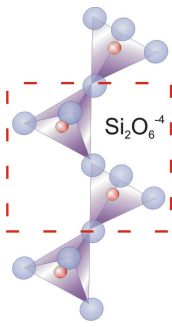
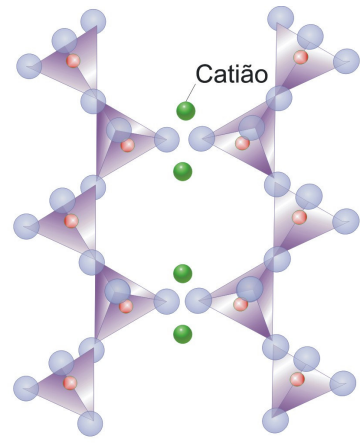
A partilha de átomos de Oxigénio entre tetraedros adjacentes dá origem a estruturas progressivamente mais complexas. Este processo é conhecido como POLIMERIZAÇÃO.

Texto: Os silicatos com estrutura mais simples são formados por tetraedros SiO_4^{4-} isolados ligados a iões positivos: NESOSSILICATOS.

NESOSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
 <p>SiO_4^{4-}</p>	1:4		Olivina $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$

A olivina é um nesossilicato em que os iões positivos são de Magnésio (Mg^{2+}) ou de Ferro (Fe^{2+}).

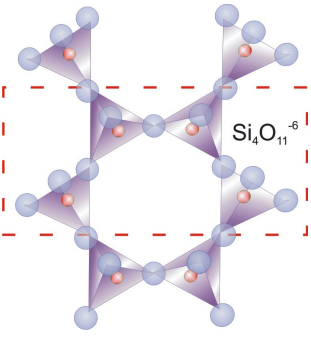
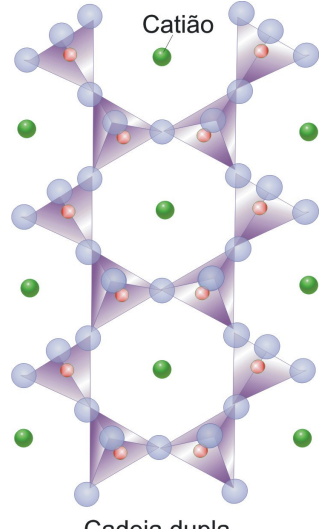
Texto: Os minerais em que cada tetraedro SiO_4^{4-} partilha 2 Oxigénios com os tetraedros adjacentes são chamados INOSSILICATOS DE CADEIA SIMPLES. A relação entre átomos de Silício para Oxigénio é de 2 para 6 ($\text{Si}_2\text{O}_6^{4-}$).

INOSSILICATOS				
	Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
CADEIA SIMPLES		2:6	 <p>Cadeia simples Cadeia simples</p>	Piroxena (variedade augite) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})$ (Si_2O_6)

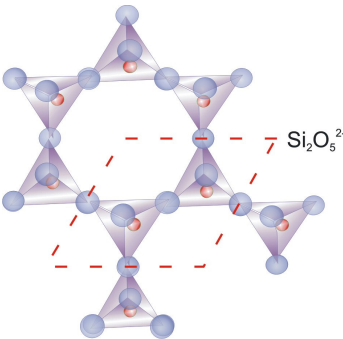
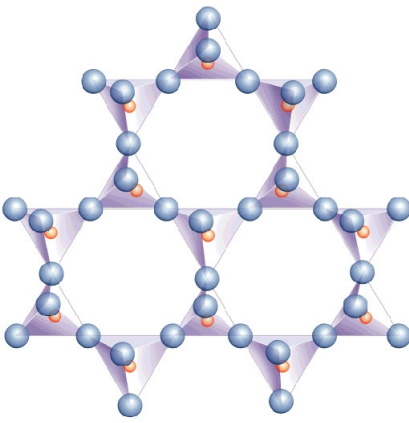
As piroxenas são inossilicatos de cadeia simples. Os iões positivos podem ser de Cálcio (Ca^{2+}), Magnésio (Mg^{2+}), Ferro (Fe^{2+}) e Alumínio (Al^{2+}). Como consequência da sua estrutura em cadeia, este grupo de minerais apresenta geralmente formas prismáticas.

Texto: A ligação entre duas cadeias simples de tetraedros dá origem aos INOSSILICATOS DE CADEIA DUPLA, com uma relação Si:O de 4:11 ($\text{Si}_4\text{O}_{11}^{6-}$).

As anfíbolas são inossilicatos de cadeia dupla. Como os iões positivos podem ser muito diferentes, existe uma grande variedade de anfíbolas. Tal como nas piroxenas, a presença de cátions de Ferro e Magnésio na estrutura confere uma cor escura a estes minerais.

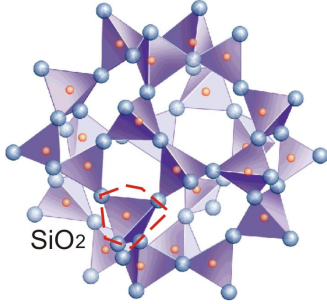
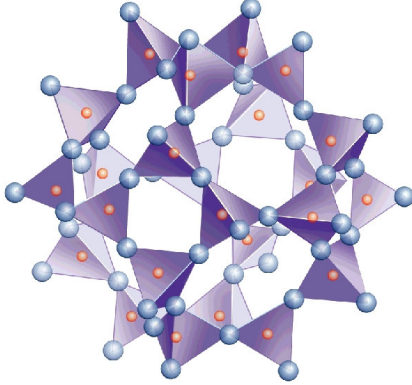
CADEIA DUPLA		4:11		Anfíbola (variedade hornblenda)
---------------------	---	------	--	------------------------------------

Texto: Quando os tetraedros SiO_4^{4-} partilham 3 Oxigénios, formam-se os **FILOSSILICATOS**. A relação Si:O é de 2:5 ($\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$). Estes minerais têm estrutura em lâminas.

FILOSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
	2:5		Micas

As micas (biotite e moscovite) são os filossilicatos mais comuns nas rochas. Ocorrem em cristais laminados. A sua fórmula química é complexa devido à grande variedade de iões positivos e negativos que podem estar presentes na sua estrutura.

Texto: Os TECTOSSILICATOS são constituídos por uma estrutura tridimensional de tetraedros SiO_4^{4-} que partilham todos os seus Oxigénios. A relação Si:O é de 1:2 (SiO_2).

TECTOSSILICATOS			
Unidade de repetição	Razão Si:O	Estrutura	Exemplo
	1:2		Quartzo (SiO_2)

O quartzo é um tectosilicato. A partilha de todos os Oxigénios pelos tetraedros SiO_4^{4-} faz com que a sua estrutura seja fortemente unida e estável. Os cristais de quartzo não têm clivagem e possuem dureza elevada.

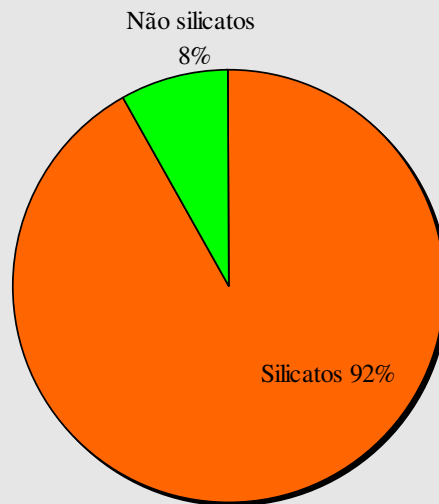
Texto: Com base na sua composição e cor, os **silicatos** mais comuns podem ser agrupados em duas categorias principais:

SILICATOS RICOS EM FERRO E MAGNÉSIO, DE COR ESCURA (MÁFICOS) E DENSIDADE ALTA	SILICATOS FORMADOS EXCLUSIVAMENTE POR SÍLICA OU COM CÁLCIO, SÓDIO E POTÁSSIO NA SUA COMPOSIÇÃO. TÊM COR CLARA (MINERAIS FÉLSICOS) E DENSIDADE BAIXA
Olivina	Quartzo
Piroxena (augite)	Feldspato potássico
Anfíbola	Plagioclase
Biotite	Moscovite

Painel 5.4

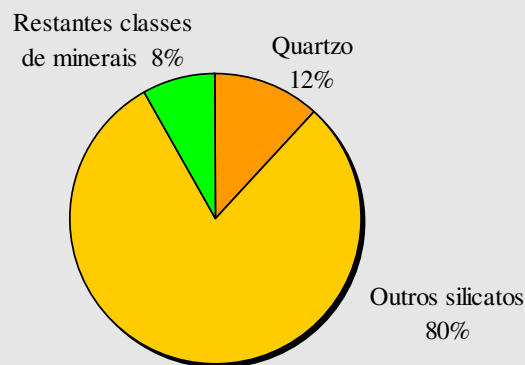
Título: OS SILICATOS SÃO OS MINERAIS MAIS ABUNDANTES NA CRUSTA TERRESTRE

Texto: Os silicatos, em particular os feldspatos e os minerais de argila, representam cerca de 92% dos minerais presentes nas rochas que compõem a crosta terrestre.



Abundância dos silicatos na crosta da Terra

Texto: O **Quartzo** é um dos silicatos mais abundantes. Corresponde aproximadamente a 12% dos minerais constituintes das rochas da crosta.



Abundância de quartzo nas rochas da crosta terrestre

ESTAÇÃO 6

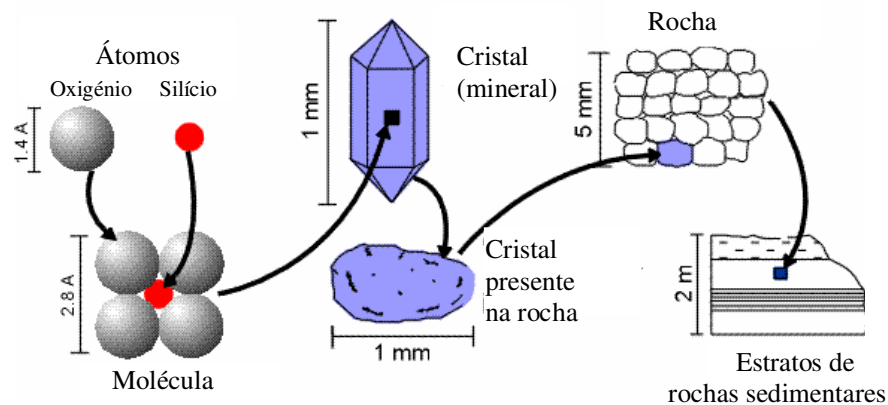
Título: DO MINERAL À ROCHA

Expositor 6: Quatro painéis com montagem de texto e figuras.

Painel 6.1.

Título: OS MINERAIS SÃO OS CONSTITUINTES ESSENCIAIS DAS ROCHAS

Texto: Assim como os átomos se ligam entre si para formar minerais, os minerais agregam-se, dando origem a rochas. A maior parte das rochas são compostas por grãos de uma ou mais espécies de minerais.



Texto: As rochas são subdivididas em três grandes grupos:

- Rochas magmáticas
- Rochas sedimentares
- Rochas metamórficas

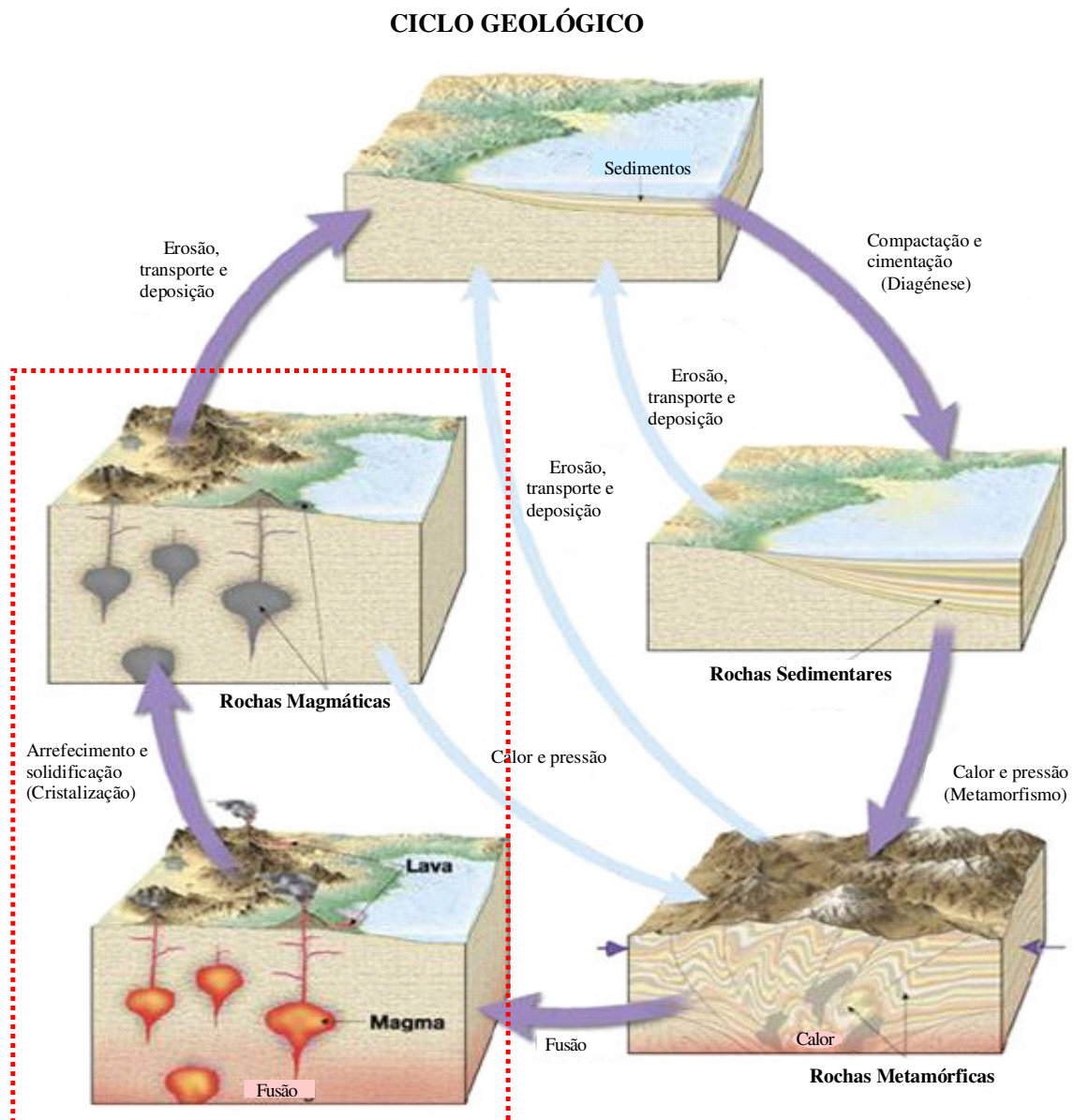
O **Quartzo** é um mineral estável num intervalo grande de pressões e temperaturas. Pode formar-se durante a cristalização de magmas, pode fazer parte de rochas sedimentares quer como partícula detrítica quer como produto de precipitação química e pode, ainda, estar presente em rochas metamórficas.

Painel 6.2

Título: ROCHAS MAGMÁTICAS

Texto: As **rochas magmáticas** resultam da cristalização e consolidação de magmas produzidos no interior da Terra, por fusão parcial de materiais do manto ou da crosta.

Depois de formados, os magmas tendem a ascender em direcção à superfície porque são menos densos que as rochas envolventes. Podem consolidar lentamente em profundidade ou atingir a superfície, ainda em estado de fusão, e solidificar rapidamente em contacto com a atmosfera.



Texto: Chamam-se rochas **intrusivas** ou **plutônicas** às rochas resultantes de magmas que cristalizaram em profundidade.

Chamam-se rochas **extrusivas** ou **vulcânicas** às rochas formadas a partir de magmas que solidificaram à superfície.

Título: O QUARTZO EM ROCHAS MAGMÁTICAS

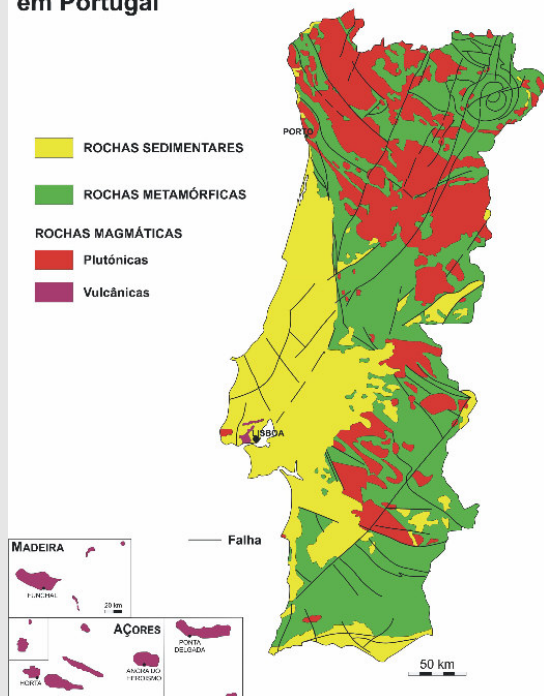
Texto: O **Quartzo** é um dos constituintes principais de muitas rochas magmáticas plutônicas e vulcânicas derivadas de magmas ricos em sílica. Se a consolidação destes magmas se dá lentamente em profundidade, os cristais têm condições para crescer e as rochas plutônicas resultantes (**granitos**) apresentam texturas granulares, em que é possível observar os grãos à vista desarmada. Se, pelo contrário, arrefecem bruscamente à superfície, dão origem a rochas vulcânicas (**riólitos**), compostas por cristais tão pequenos que só se reconhecem ao microscópio.



Rochas magmáticas contendo quartzo como fase mineralógica essencial: (A) granito; (B) riólito.

Texto: Os granitos constituem extensos afloramentos na zona centro e norte de Portugal. São rochas com textura granular, que para além de quartzo, contêm feldspato e micas.

Distribuição das rochas sedimentares, metamórficas e magmáticas em Portugal



Afloramento de granito



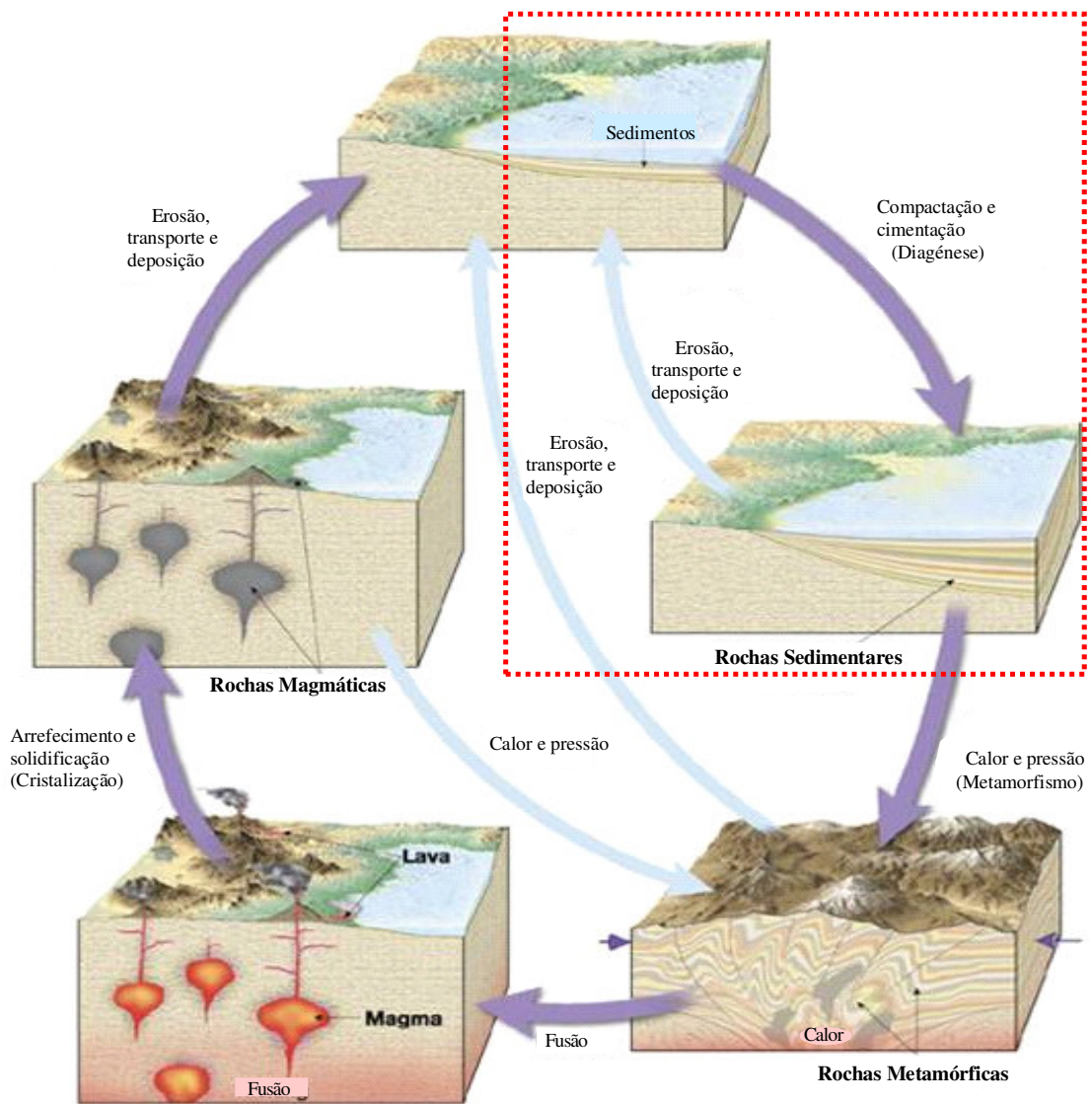
Amostra de granito e respectiva microfotografia (qz: quartzo; felds: feldspato; biot: biotite).

Painel 6.3

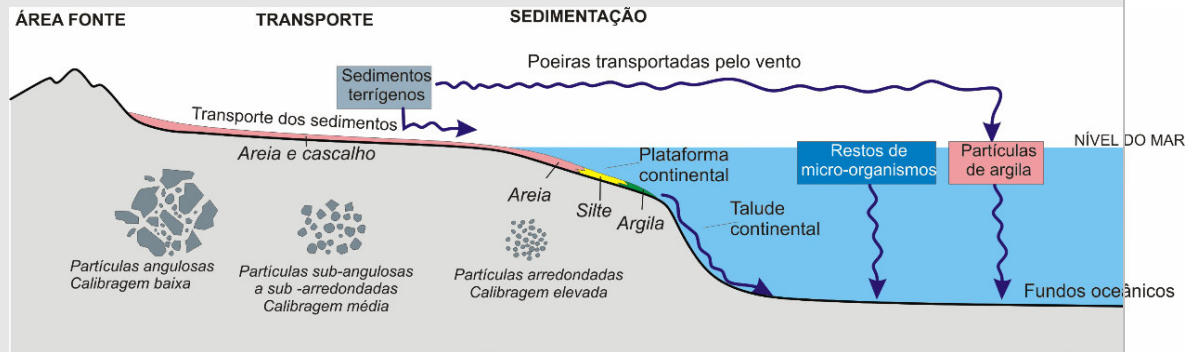
Título: ROCHAS SEDIMENTARES

Texto: As **rochas sedimentares** formam-se à superfície da Terra a partir da alteração física e química de rochas pré-existentes (meteorização). As partículas e iões resultantes dos processos de meteorização são transportados pelos cursos de água, ventos e glaciares, acabando por se depositar, acumular e/ou precipitar em bacias de sedimentação.

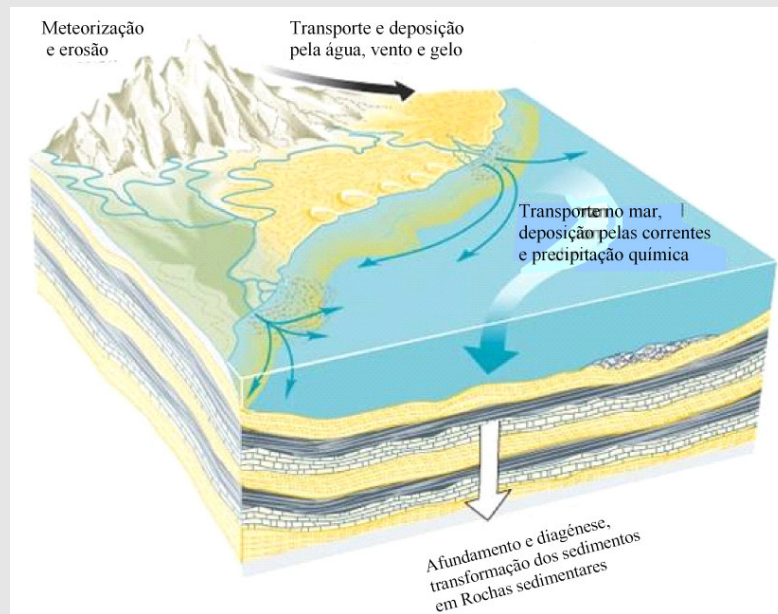
CICLO GEOLÓGICO



Texto: As rochas sedimentares formam-se em bacias de deposição através da compactação e cimentação das partículas terrígenas, da precipitação química e bioquímica dos iões dissolvidos e da acumulação de restos de organismos.



Corte esquemático numa bacia de sedimentação.



Formação de rochas sedimentares. Adaptado de Press & Siever (2001).

Com base na natureza dos seus constituintes, distinguem-se dois grandes grupos de rochas sedimentares:

- Rochas **detríticas** compostas predominantemente por partículas que foram transportadas no estado sólido. Exemplos: Conglomerado, Arenito, Argilito.
- Rochas **químicas e bioquímicas** resultantes da precipitação directa de substâncias transportadas em solução e/ou da acumulação de restos de organismos. Exemplos: Cherte, Calcário.

Título: O QUARTZO EM ROCHAS SEDIMENTARES DETRÍTICAS

Texto: O **Quartzo** ocorre em proporções variáveis em quase todos os tipos de rochas sedimentares detríticas.

- **Conglomerado:** rocha constituída por grãos (clastos) de origem detrítica com dimensões superiores a 2 mm. O quartzo ocorre, muitas vezes, nos clastos dos conglomerados. Os espaços entre os clastos estão preenchidos por um cimento de origem química ou por uma matriz constituída por partículas detríticas de dimensões menores, em que o quartzo também pode estar presente.



Clastos de rochas ricas em quartzo

Conglomerado

- **Arenito:** rocha sedimentar detrítica resultante da compactação e cimentação de partículas da dimensão das areias (1/16 a 2 mm). Estas partículas podem depositar-se em ambiente continental ou marinho e ocorrem, geralmente, em camadas (estratos), intercaladas com outros tipos de rochas sedimentares. O quartzo é um mineral muito abundante num tipo de arenitos, conhecido como quartzo-arenitos.

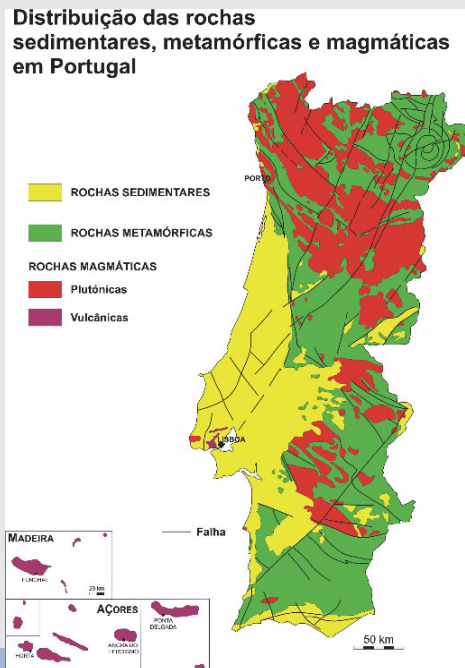


Arenito

Conglomerado

Estratos de arenito e conglomerado

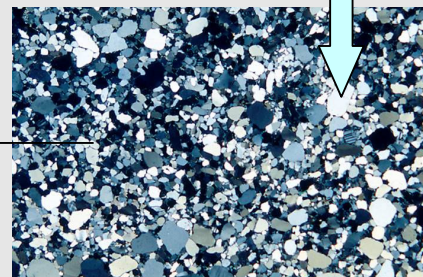
Texto: Em Portugal continental, as rochas sedimentares detríticas estão particularmente bem representados na orla ocidental e meridional.



Afloramento de arenito



Amostra de arenito



quartzo

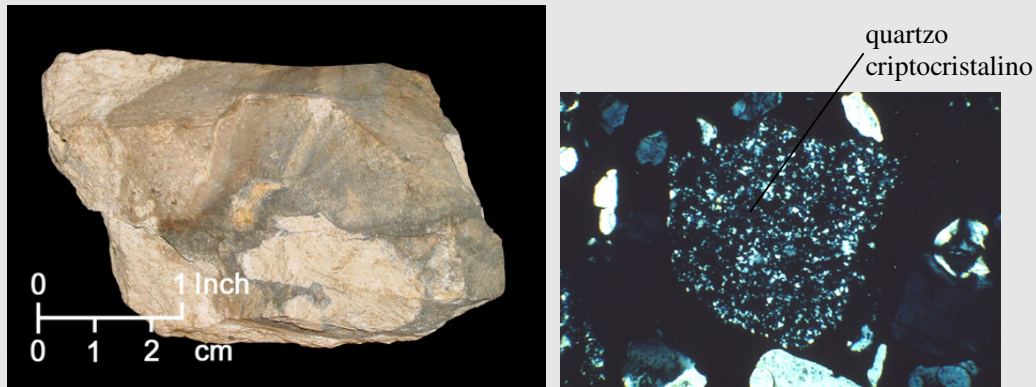
Microfotografia de arenito

Na actualidade, as areias da praia representam os sedimentos que irão dar origem a arenitos. Contêm frequentemente grandes quantidades de quartzo de origem detrítica e podem observar-se ao longo de toda a linha de costa de Portugal continental.

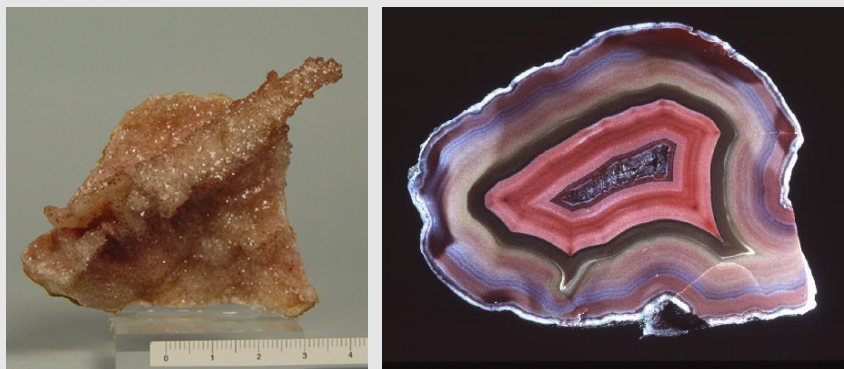
Título: O QUARTZO EM ROCHAS SEDIMENTARES DE ORIGEM QUÍMICA

Texto: Em condições superficiais, também pode ocorrer formação de quartzo por precipitação química directa a partir de soluções aquosas ricas em sílica. As rochas de natureza siliciosa assim produzidas fazem parte do grupo das rochas sedimentares de origem química e incluem: (a) os chertes, constituídos por agregados de cristais de quartzo, finamente granulares (micro e criptocristalino) e (b) a calcedónia, composta por quartzo fibroso criptocristalino.

- **Cherte:** rocha constituída por agregados de cristais de quartzo, finamente granulares (micro e criptocristalino).



- **Calcedónia:** rocha de cor castanha a cinzenta, geralmente translúcida, e com brilho ceroso. Tende a ocorrer em cavidades nas rochas e pode mostrar um bandado de cores.



A

B

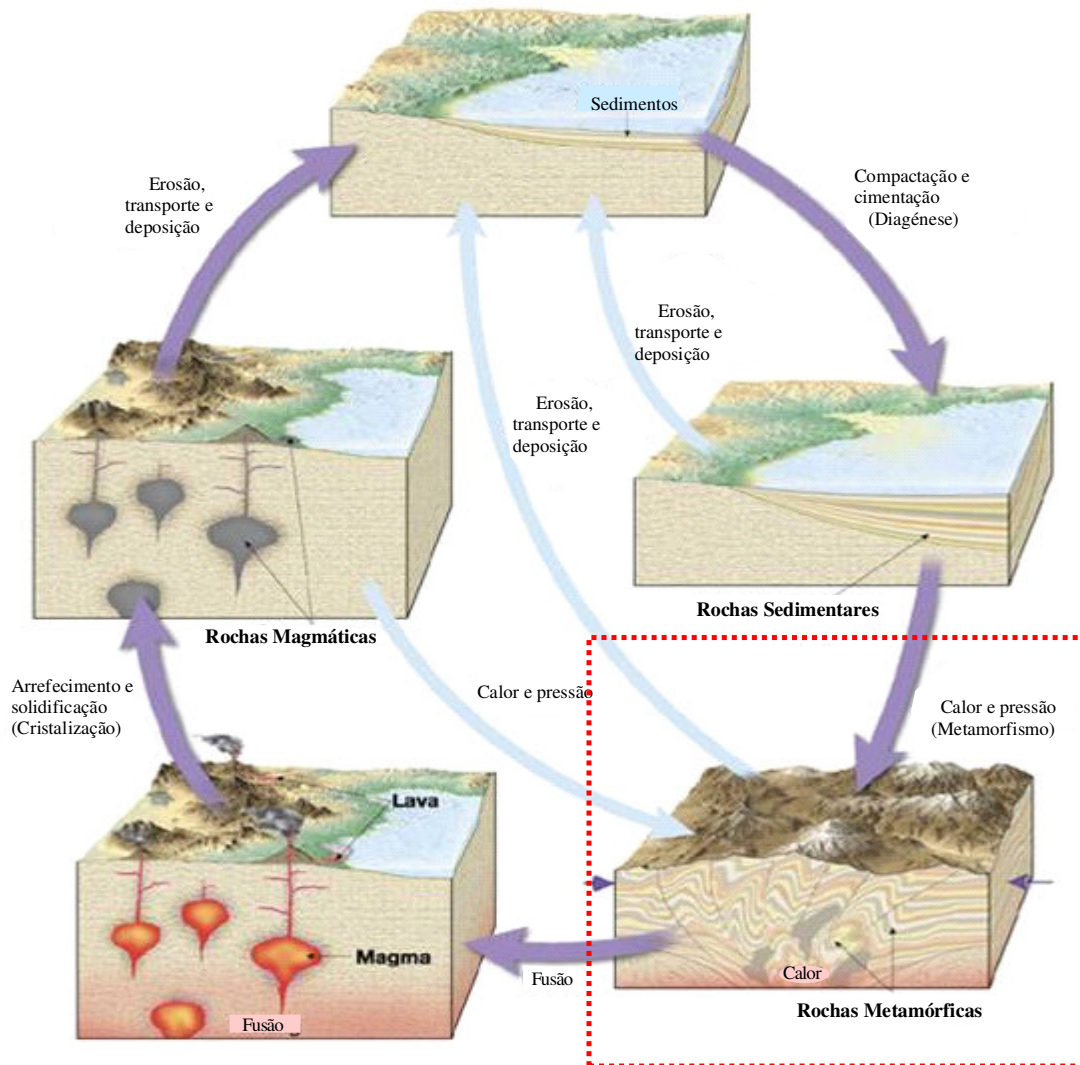
Variedades de calcedónia: (A) Cornalina; (B) Ágata.

Painel 6.4

Título: ROCHAS METAMÓRFICAS

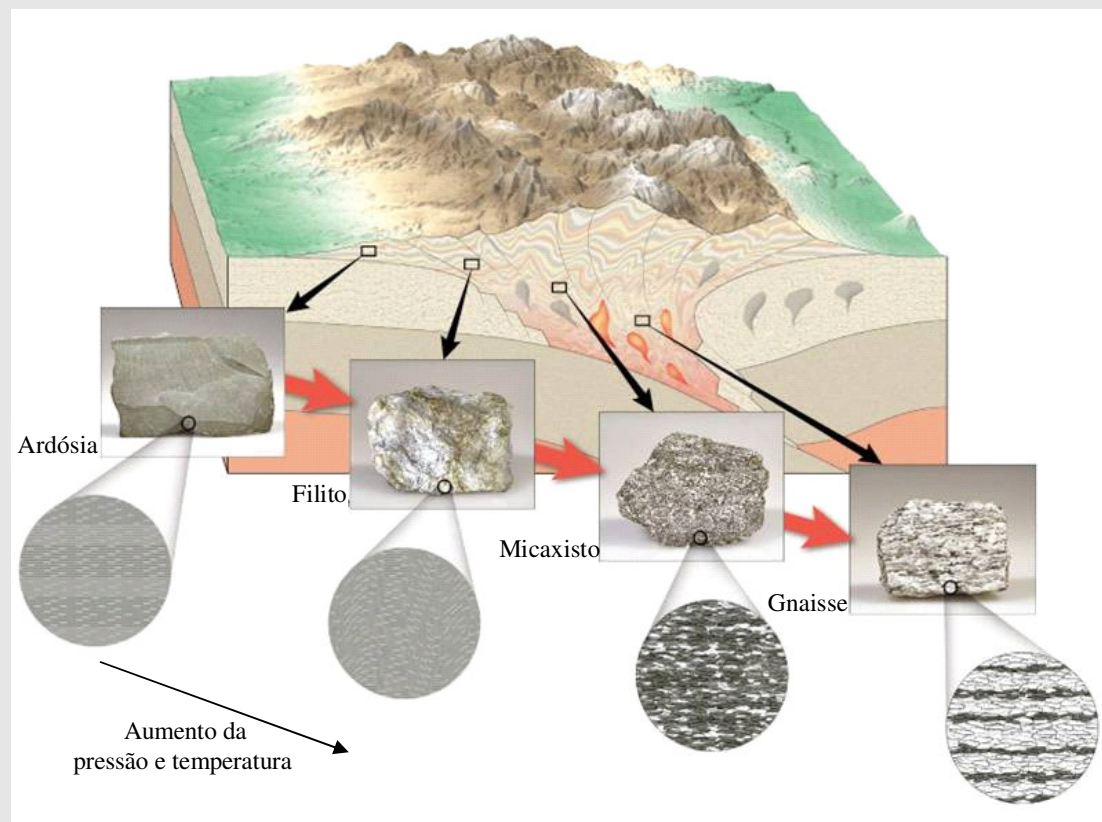
Texto: As **rochas metamórficas** formam-se no interior da Terra, a partir da transformações mineralógicas e/ou texturais de rochas pré-existentes (ígneas, sedimentares ou metamórficas). Os processos metamórficos estão normalmente associados a um aumento das condições de pressão e de temperatura, à interacção com fluidos quentes ou à combinação destes factores.

CICLO GEOLÓGICO



Texto: Durante o metamorfismo, os minerais originais podem ser substituídos total ou parcialmente por minerais novos através de reacções que ocorrem essencialmente no estado sólido. Nos casos em que o metamorfismo está associado à deformação (metamorfismo regional orogénico), as rochas metamórficas podem desenvolver uma textura foliada (xistosidade) como resultado da orientação preferencial dos seus minerais. As ardósias, filádios, micaxistos e gnaisses são rochas ricas nestes minerais pelo que apresentam xistosidade bem marcada. Quando os minerais constituintes da rocha não têm hábito planar, a foliação desenvolve-se com dificuldade, mesmo que a deformação seja intensa. Geram-se rochas não-foliadas, de que são exemplos os quartzitos e os mármore.

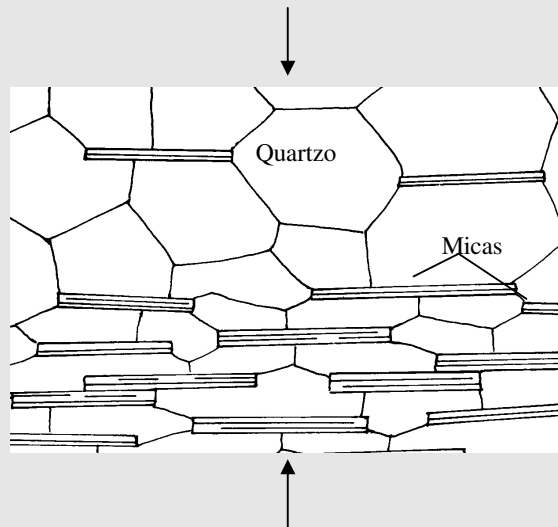
Se o metamorfismo ocorre num ambiente em que a temperatura é o principal factor do metamorfismo (metamorfismo de contacto), os minerais com hábito planar não se orientam e as rochas têm textura não-foliada.



Alguns tipos de rochas metamórficas com textura foliada.

Título: O QUARTZO EM ROCHAS METAMÓRFICAS

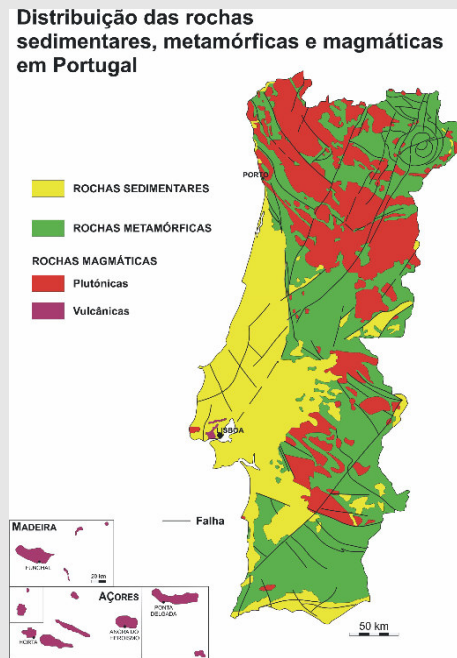
Texto: O **Quartzo** é um mineral comum em muitas rochas metamórficas. Não é normalmente destruído durante os processos metamórficos, porque é estável num largo intervalo de pressões e temperaturas. Sob o efeito de pressões dirigidas, o quartzo não se reorienta tão facilmente como os minerais de hábito laminar, tabular ou prismático (e.g. micas, feldspatos, anfíbolos) por causa da sua forma equidimensional. No entanto, em condições favoráveis os cristais de quartzo originais recristalizam dando origem a um agregado poligonal de novos grãos.



Desenvolvimento de uma textura metamórfica foliada sob o efeito de uma pressão dirigida numa rocha contendo quartzo e mica (micaxisto): (a) o quartzo recristaliza e (b) as micas recristalizam e orientam-se perpendicularmente à direcção de máxima compressão.

A presença de quartzo em rochas metamórficas depende da composição mineralógica da rocha que está a ser metamorfizada (protólito). Se os protólitos contêm quartzo, então a rocha metamórfica resultante também terá quartzo, como acontece com os: ortognaisses, metapelitos, quartzitos, metaconglomerados, etc.

Texto: As rochas metamórficas constituem, no seu conjunto, extensas áreas do interior do Portugal continental. Nestas regiões é possível observar vários tipos de rochas metamórficas em que o quartzo é um constituinte essencial (e.g. ortognaisses, quartzitos).



•**Ortognaisses:** formam-se a partir de rochas magmáticas quartzo-feldspáticas (e.g. granitos, granodioritos) durante o metamorfismo regional e apresentam uma foliação bem marcada, conferida pela alternância de leitos escuros ricos em biotite e leitos claros, compostos por quartzo e feldspato.



Afloramento de ortogneisse, Mundão (Viseu) com foliação dobrada.

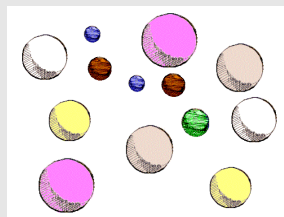
ESTAÇÃO 7

Título: CONCLUSÃO

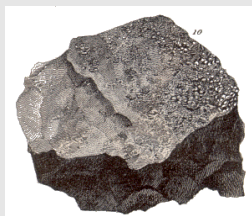
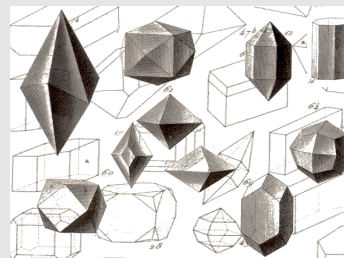
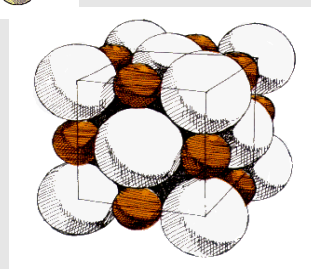
Expositor 7: Texto e ilustrações (painel 7.1)

Painel 7.1

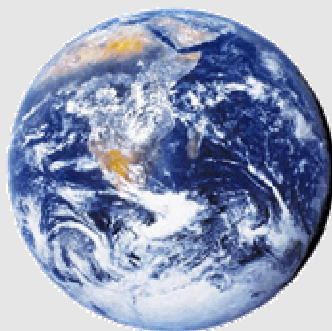
OS ÁTOMOS FORMAM OS
ELEMENTOS QUÍMICOS.



OS ÁTOMOS DOS **ELEMENTOS**
QUÍMICOS COMBINAM-SE
PARA FORMAR MINERAIS



OS **MINERAIS** FORMAM AS
ROCHAS



AS ROCHAS FORMAM A
TERRA

BIBLIOGRAFIA

- AMOROS, J.L. (1982). *El Cristal*, 3ª edição. Ed. Atlas. Madrid. 548 pp.
- BROWNLOW, A. H. (1996). *Geochemistry*. Prentice-Hall, New Jersey, 2ª edição, 583 pp
- CARVALHO, A.M.G. (1993). «Os Museus e o Ensino das Ciências», in *Revista de Educação*, 3 (1), 61-65.
- CARVALHO, A.M.G. (2002). *Introdução ao Estudo dos Minerais*, 2ª edição. Ancora Editora. Lisboa. 362 pp.
- CHAGAS, I. (1993) «Aprendizagem não formal / formal das Ciências. Relação entre os Museus de Ciência e as Escolas», in *Revista de Educação*, 3 (1), 51-59.
- CHANG, R. 1994. *Química*. MacGraw-Hill, Lisboa, 5ª edição, 1117 pp.
- CLARKE, F.W. & WASHINGTON, H.S. (1924). «Composition of the Earth's crust», in *U.S. Geol. Survey, Profess. Paper 127*, 117 pp.
- DANA, J.D. & HURLBUT JR. (1976). *Manual de Mineralogia*, Livros Técnicos e Científicos Editora, Rio de Janeiro. 2 volumes, 641 pp.
- DEER, W.A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1992). *Minerais Constituintes das Rochas: Uma Introdução*, 2ª edição. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 727 pp.
- DORADO, A. (1989). *Petrografia Básica – texturas, clasificación y nomenclatura de rocas*. Ed. Paraninfo S.A.. Madrid. 144 pp.

- FAURE, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, New York, 2ª edição, 589 pp.
- FERNANDES, J.A. (1998). *Quartzo de determinados depósitos portugueses, filoneanos e pegmatíticos: propriedades e aplicações industriais*, Dissertação de Mestrado em Minerais e Rochas Industriais, Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro 152 pp.
- FREITAS, M. (1999). «Os Museus e o Ensino das Ciências», in *Comunicar Ciência*. Ministério da Educação – Departamento do Ensino Secundário. Ano I, N.º 3 Setembro/Outubro.
- HURLBUT JR., C. & SHARP, E. W. (1998). *Dana's Minerals and How to Study Them*, 4ª edição. John Wiley. New York. 328 pp.
- HURLBUT JR., C. & KLEIN, C. (1982). *Manual de Mineralogia de Dana*, 3ª edição. Editorial Reverté, S.A., Barcelona.
- KLEIN, C. & HURLBUT JR. (2002). *Manual of Mineral Science*, 22ª edição. John Wiley & Sons. New York. 641 pp.
- MASON, B. (1966). *Principles of Geochemistry*. 3ª edição, John Wiley & Sons. New York. 329 pp.
- NESSE, W. (2000). *Introduction to Mineralogy*. Oxford University Press, New York Editor. 442 pp.
- PLUMMER, C., MCGEARY, D. & CARLSON, D. (2005) *Physical Geology*, 10ª edição. McGraw-Hill. 580 pp.
- PRESS, F. & SIEVER, R. (2001) *Understanding Earth*, 3ª edição. W.H. Freeman. 682 pp.
- RIBEIRO, F. et al (2006). «Vantagem da implementação de um museu ao ar livre numa escola Terra», in *Livro de actas – XIV Simpósio Ibérico do Ensino da Geologia, Universidade de Aveiro*. 553-556.

SKINNER, B. & PORTER, S. C. (1992) *The Dynamic Earth*, 2ª edição. John Wiley and Sons, Inc. 570 pp.

WICANDER, R. & MONROE, J. (1999). *Essentials of Geology*, 2ª edição. Wadsworth Publishing Company. Belmont, 447 pp.

SILVA, G. (2002). «Montagem de Exposições de Difusão Científica», in *Educação para a Ciência – Curso de Treinamento em centros e Museus de Ciência* (coord. Crestana, S.) Editora Livraria de Física são Paulo. pp 253 – 260.

SWAMY & SAXENA (1994) «A thermodynamic assessment of the silica phase diagram», in *J. Geophys. Res.*, 99, 11787-11794.

TRINDADE, M. et al (1993). *Iniciação à Museologia*, Universidade Aberta, 208 pp.

<http://www.geo.utexas.edu/courses/312k/Lectures%20S-06/Ch03.ppt>

www.kean.edu/~csmart/Lectures/chapter02t.ppt

<http://geosciences.tamuk.edu/~yu/web/L1301/chapter2.pdf>

<http://sme.dcm.fct.unl.pt/u/dias/docencia/FESI/FESIAVISOS.htm>

<http://www.demat.ist.utl.pt/educacao/licenciaturas/estrutura/estrutura.html#label5>

http://www.uned.es/cristamine/min_descr/clas_mrc.htm

http://www.ualg.pt/fcma/dact/ficheiros/fich_TB/Minerais02.pdf

http://www.demat.ist.utl.pt/educacao/licenciaturas/estrutura/Estrutura%20Cristalina_2.pdf - Estrutura%20Cristalina_2

<http://sme.dcm.fct.unl.pt/u/dias/docencia/FESI/3.GrEsp.PDF>

http://www.fis.uc.pt//data/20042005/apontamentos/apnt_039_2.pdf

IMAGENS RETIRADAS DA INTERNET

- Pág. 14 II.9 <http://www.geo.utexas.edu/courses/312k/Lectures%20S-06/Ch03.ppt>
- Pág. 19 II.13 <http://mws.mcallen.isd.tenet.edu/mchi/ipc/ch07htm/ch07sec4.htm>
- Pág. 21 II.2 <http://www.exceptionalminerals.com/tucson2007-13.htm>
<http://mineralminers.com/images/hematite/mins/hemm124.jpg>
<http://home.utad.pt/~geologia/museu/minerais.html>
<http://www.johnbetts-fineminerals.com/jhbnyc/gifs/35620.htm>
<http://www.musee.ensmp.fr/mineral//2594.jpg>
<http://www.dakotamatrix.com/category.asp?ID=14&letter=Q>
- Pág. 30 II.4 <http://e-geo.ineti.pt/bds/geobases/mineralogia/minerais.aspx?ID=21&classe=0 &sistema=0>
<http://www.ngdir.ir/minemineral/MineMineralIndex.asp?PIId=59>
<http://www.iun.edu/~geos/Zoran%20IUN/G%20101/Lecture%20Outlines/Minerals.htm>
<http://www.johnbetts-fineminerals.com/jhbnyc/minname.htm>
http://earthnet-geonet.ca/glossary/display_term_e.php?term=quartz
- Pág. 31 II.25 <http://www.exceptionalminerals.com/tucson2007-13.htm>
<http://www.iun.edu/~geos/Zoran%20IUN/G%20101/Lecture%20Outlines/Minerals.htm>
- Pág. 33 II.27 <http://www.exceptionalminerals.com/exceptionalroom9.htm>
<http://www.exceptionalminerals.com/exceptionalroom4.htm>
<http://www.exceptionalminerals.com/exceptionalroom.htm>
- Pág. 62 IV.2 http://dynamic.ou.edu/notes/met_rx/met_rx.html
- Pág. 66 IV.7 <http://www.geo.utexas.edu/courses/312k/Lectures%20S-06/Ch03.ppt>
- Pág. 68 IV.9 <http://www.iun.edu/~geos/Zoran%20IUN/G%20101/Lecture%20Outlines/Minerals.htm>
- Pág. 72 IV.13 <http://www.soil.civil.mut.ac.th/rock/stones/intrusion/Pegmatite.html>
- Pág. 73 IV.14 <http://www.earth.ox.ac.uk/~oesis/rocks/a98-16.html>

- http://www.geographyinaction.co.uk/Assets/Photo_albums/Seven/pages/Conglomerate_jpg.htm
- Pág. 75 IV.16 <http://www.dct.uminho.pt/rpmic/locportab.html>
- Pág. 76 IV.17 http://earth.leeds.ac.uk/assyntgeology/phpgallery/image/geology/rock_sequence_lewisian/gneiss
http://dynamic.ou.edu/notes/met_rx/met_rx.html
<http://www.geosci.unc.edu/Petunia/IgMetAtlas/meta-micro/gneiss.X.html>
- Pág. 85 <http://www.iun.edu/~geos/Zoran%20IUN/G%20101/Lecture%20Outlines/Minerals.htm>
<http://www.exceptionalminerals.com/tucson2007-19.htm>
<http://www.exceptionalminerals.com/exceptionalroom10.htm>
<http://www.iun.edu/~geos/Zoran%20IUN/G%20101/Lecture%20Outlines/Minerals.htm>
<http://www.exceptionalminerals.com/tucson2007-13.htm>
- Pág. 86 <http://www.webelements.com/webelements/elements/text/Hg/key.html>
<http://www.soil.civil.mut.ac.th/rock/stones/intrusion/Pegmatite.html>
<http://www.kidcyber.com.au/topics/Japan2.htm>
- Pág. 97 http://www.minersoc.org/pages/education/dragons_cave/graphite2.html
- Pág. 98 <http://www.exceptionalminerals.com/tucson2007-14.htm>
- Pág. 112 <http://www.dct.uminho.pt/pnpg/trilhos/pitoe/paragem5/para5.html>
- Pág. 115 http://www.geographyinaction.co.uk/Assets/Photo_albums/Seven/pages/Conglomerate_jpg.htm
<http://www-eps.harvard.edu/people/faculty/hoffman/Snowball-fig11.jpg>
- Pág. 117 http://faculty.gg.uwyo.edu/heller/Sed%20Strat%20Class/SedStratL1/slideshow_1_6.htm
http://farm1.static.flickr.com/101/287828647_a49bd3e992_o.jpg
<http://www.cst.cmich.edu/USERS/DIETR1RV/agate.htm>