

Apontamentos de Petrologia Metamórfica

M. Manuela Vinha G. Silva



I- METAMORFISMO; LIMITES; AGENTES; TIPOS

Metamorfismo e o ciclo petrogenético

O metamorfismo é um dos estágios do ciclo petrogenético ou ciclo das rochas. Neste ciclo, explicado por James Hutton (1727-1797), fundador da Geologia moderna, são definidas as relações entre os diferentes tipos de rochas. Na mesma linha de ideias de Lavoisier “na natureza nada se perde e nada se cria, tudo se transforma” também as rochas não são nem criadas nem destruídas mas são transformadas de um tipo para outro tipo.

Material rochoso fundido solidifica em profundidade ou à superfície da Terra formando rochas ígneas. Soerguimento e erosão expõem as rochas à superfície da Terra e os minerais que as constituem são desestabilizados. Partem-se em grãos menores, são transformados noutros minerais ou podem ser dissolvidos e são transportados e depositados (tanto da solução ou por perda de energia do regime hidráulico) como sedimentos. Os sedimentos litificam-se (essencialmente por compactação e cimentação) e formam-se rochas sedimentares.

Alterações na P, T e actividade dos fluidos permitem que tanto as rochas ígneas como as rochas sedimentares se transformem em rochas metamórficas, que também podem ser metamorfisadas. A altas T e P as rochas metamórficas podem ser parcialmente fundidas originando-se magmas que solidificam como rochas ígneas, reiniciando o ciclo.

Consideremos agora o ciclo inserido nos processos tectónicos globais:

A maioria das rochas ígneas máficas é formada nos riftes oceânicos. A introdução de fluidos hidrotermais nestas rochas (que na sua maioria são a água do mar aquecida por percolação nas rochas quentes, ficando enriquecida em sais), resulta num metamorfismo hidrotermal de baixo grau. Enquanto a rocha arrefece e mais magma chega do interior da Terra, a placa tectónica move-se do centro de expansão e fica coberta por sedimentos depositados nos fundos abissais.

A placa será eventualmente subductada sob uma placa continental ou sob outra placa oceânica. Na fossa da zona de subducção ocorre metamorfismo de alta P e T baixa-média, que afecta as rochas ígneas da placa oceânica e da cobertura sedimentar, originada pela erosão dos continentes. Com a subducção contínua dá-se o aumento de T e a introdução dos voláteis, o que origina fusão parcial da placa mergulhante e do manto superior sobrejacente.

O magma que se forma ascende e intrui na crosta continental que é metamorfisada em condições de alta T, pela subida contínua de magmas. Estes magmas podem chegar a extrair no arco vulcânico onde são erodidos originando sedimentos que se depositam na plataforma e declive continental. Os que não atingem a superfície intruem a várias profundidades originando batólitos graníticos.

No ciclo petrogenético as rochas são transformadas umas nas outras sendo essas transformações realizadas com absorção ou dissipação de energia e a crosta e manto superior podem ser imaginados como uma gigantesca máquina de reciclagem.

Objectivos no estudo do metamorfismo

Ao estudar o metamorfismo estudam-se as transformações que ocorrem essencialmente em zonas profundas e inacessíveis da crosta.

Com a Petrologia Metamórfica pretende-se:

- Conhecer as leis que regeram o estabelecimento das associações mineralógicas, texturas e estruturas presentes nas rocha metamórficas,
- Determinar qual o tipo de rocha original ou protólito,
- Determinar as transformações o protólito sofreu.
- Determinar as condições em que o metamorfismo se processou
- Determinar a cronologia dos processos metamórficos

Para estes objectivos as rochas metamórficas são estudadas a várias escalas:

- Megascópica – escala da carta geológica
- Macroscópica- escala de afloramento
- Mesoscópica- escala da amostra de mão
- Microscópica- escala da lâmina delgada

As rochas metamórficas são também sujeitas a estudos geoquímicos e isotópicos, ou seja à escala molecular e atómica. É da integração e da síntese de todos estes estudos, com a ajuda da pesquisa bibliográfica e da comparação com os resultados da petrologia experimental, que se fazem as interpretações. Os dados obtidos das experiências realizadas na petrologia experimental são essenciais pois os processos metamórficos são-nos inacessíveis e é necessário reproduzi-los em laboratório.

As transformações metamórficas, na maior parte das vezes, não são completadas na natureza, pois precisam de muito tempo para se processarem, mas pelo facto de ficarem incompletas podem-se observar alguns passos dessas transformações.

Por ex. se a reacção:



fosse completa não seria possível observar a moscovite e o quartzo associados à silimanite e ao feldspato potássico.

Definição de metamorfismo

A Subcomissão das Rochas Metamórficas da IUGS propôs a seguinte definição de metamorfismo “metamorfismo é um processo de subsolidus que leva a mudanças na mineralogia e/ou textura e muitas vezes na composição química das rochas. Estas mudanças são devidas a condições físicas e químicas que diferem daquelas que ocorrem normalmente na superfície dos planetas e nas zonas de cimentação e diagénese abaixo desta superfície. Podem coexistir com a fusão parcial.”

O termo metamorfismo vem do grego e quer dizer mudança de forma. Pode assim dizer-se que o metamorfismo é um conjunto de transformações que ocorrem sobre rochas pré-existentes (protólitos), provocadas por alterações nas condições físico-químicas em que os protólitos foram formados. As transformações ocorrem geralmente em profundidade, nem sempre são completas, modificam a mineralogia a textura, a estrutura e, por vezes, a composição química dos protólitos, desenvolvem-se no estado sólido e necessitam geralmente de tempo para que se processem.

O processo de modificação das estruturas, que ocorra sem transformação na textura e ou mineralogia, não é considerado como metamórfico.

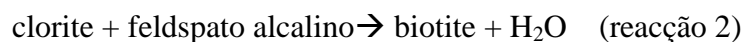
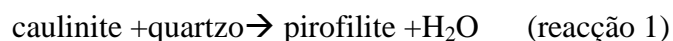
Alterações/transformações no metamorfismo

Os protólitos são ígneos, sedimentares ou metamórficos e durante o metamorfismo estão sujeitos a dois tipos principais de alterações, que podem ocorrer simultaneamente ou ser independentes, consoante a causa do metamorfismo e o tipo de protólito. Essas alterações são:

Mudanças de fase

Substituição das fases minerais existentes nos protólitos por fases minerais metamórficas, devido a reacções químicas. Ao processo de formação de novas fases metamórficas não existentes nos protólitos dá-se o nome de **blastése**.

Por exemplo:



Reacção (1):

numa rocha sedimentar coexistem os minerais (fases) caulinite e quartzo. Esta associação de minerais é estável para condições de baixa pressão e baixa temperatura, que são as existentes no ambiente sedimentar. Quando esta associação de minerais (fases) for submetida a um aumento de temperatura, deixa

de ser estável e vai transformar-se, para obter estabilidade, formando-se um novo mineral, que é a pirofilite e liberta-se H_2O .

Reacção (2):

A associação de fases (minerais) clorite + feldspato alcalino é estável em rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo, ou seja de baixa temperatura. Se a temperatura aumentar vai formar-se biotite que é estável em condições de temperatura moderada a alta.

Mudanças texturais

Levam à produção de texturas metamórficas. As mudanças texturais que ocorrem sem modificar a mineralogia são:

- a. Catacláse - afecta qualquer tipo de rocha e consiste na fracturação e esmagamento dos grãos das rochas, reduzindo o tamanho do grão.
- b. recristalização- reorganização das malhas cristalinas e das relações intergranulares sem que haja fracturação dos grãos, através da migração iónica e deformação da malha cristalina. Pode levar ao aumento do tamanho do grão ou à diminuição do tamanho do grão.

A recristalização é a principal mudança que afecta protólitos formados por um só mineral, tais como os calcários puros, que por recristalização originam os mármore e os quartzo-arenitos, que por metamorfismo originam os quartzitos.

As texturas, estruturas e mineralogia das rochas metamórficas reflectem os processos de Catacláse, recristalização e blastése desenvolvidos como resposta às mudanças nas condições físico-químicas em que os protólitos se formaram.

Os processos metamórficos dão-se em condições de pressão e temperatura, que vão desde as existentes na diagénese até às existentes na anatexia e desenvolvem-se no estado sólido; contudo, pequenas quantidades de fluidos estão sempre presentes nos espaços intergranulares e intragranulares e têm papel importante nas transformações

metamórficas pois aumentam a velocidade de difusão e migração das espécies químicas.

Limites do metamorfismo

O limite inferior do metamorfismo é difícil de estabelecer. Geralmente define-se a fronteira entre a diagénese e o metamorfismo anotando a primeira ocorrência de um mineral que não ocorre normalmente nos sedimentos superficiais ou a mudança de cristalinidade de uma fase filitosa. No caso de metamorfismo de rochas ígneas pode considerar-se o aparecimento de zeólitos em quantidade considerável.

As temperaturas mínimas em que ocorre metamorfismo não são definidas e são variáveis, pois a passagem da diagénese ao metamorfismo é contínua (Fig. Met. 1) e depende do tipo de protólito. As reacções que originam minerais metamórficos começam a desenvolver-se a cerca de 150 °C, mas podem ser inferiores ou superiores e a diagénese pode actuar até aos 200 °C em certas condições.

Dá-se o nome de anquimetamorfismo para definir esta passagem gradual entre a diagénese e o metamorfismo de muito baixo grau.

O limite superior está definido como o começo de fusão em quantidade apreciável. As temperaturas máximas a que ocorre metamorfismo são definidas mas variáveis, pois são definidas pela temperatura de fusão das rochas e esta varia de acordo com o tipo de protólito. O limite superior máximo é definido pelo *solidus* das rochas ultrabásicas e o limite superior mínimo é definido pelo *solidus* do granito, que pode ser tão baixo como 650 °C, dependendo da pressão (Fig. Met. 1).

Sólido e líquido podem coexistir ao longo de várias temperaturas. Rochas que possuem uma fracção sólida, que não fundiu, portanto refractária e uma fracção magmática são designadas por migmatitos; estas rochas são mistas e são formadas por ultrametamorfismo. Se a proporção da fase sólida é pequena comparada com a proporção da fase fundida a rocha é considerada ígnea e a fase sólida constitui o restito.

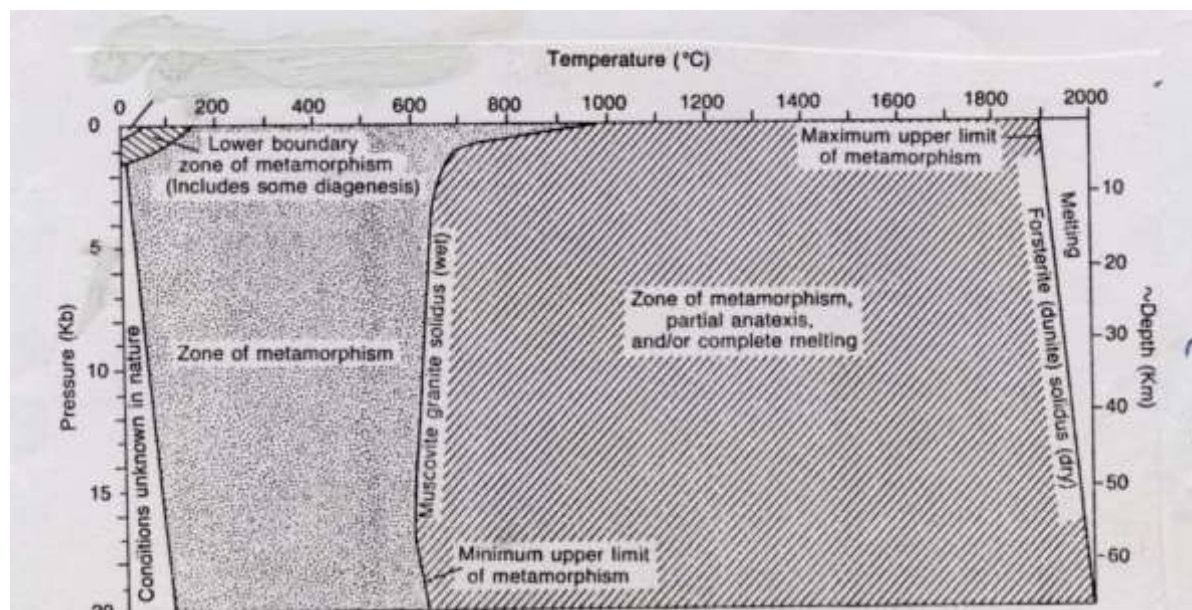


Fig. Met. 1 – Limites do metamorfismo. Extraído de Raymond (1995)

Agentes do metamorfismo

Quando uma rocha é submetida a condições físicas ou químicas diferentes daquelas em que se originou, ela passa de uma condição de estabilidade para uma de instabilidade, pelo que os seus minerais e texturas ficam em condições de desequilíbrio. Daí começarem a ocorrer na rocha as transformações metamórficas que irão, se houver tempo, restabelecer o equilíbrio segundo as novas condições físico-químicas. Formam-se novos minerais, novas texturas e também novas estruturas.

Os parâmetros que definem as condições físico-químicas de um dado sistema (rocha) são: pressão, temperatura, tensão (pressão dirigida) e pressão de fluidos. É a variação de qualquer um destes que promove as transformações metamórficas. Daí serem considerados como os **agentes de metamorfismo**.

É costume dizer-se que a temperatura, a pressão, a tensão e os fluidos são agentes de metamorfismo, mas devemos ter em conta que estes parâmetros, por si só, não provocam as transformações metamórficas é a sua variação que as provoca.

Pressão litostática

É a medida da força por unidade de área, a que qualquer rocha se encontra submetida e depende do peso das rochas sobrejacentes, pelo que depende da profundidade.

A pressão total exercida num ponto da crosta devido ao peso das rochas sobrejacentes designa-se por pressão litostática. $P_{lit} = \rho gh$, onde ρ é a densidade média das rochas, g é a aceleração da gravidade e h é a profundidade (em metros).

A unidade de pressão em SI é o Pascal $Pa = kg/ms^2$ ou N/m^2 . A unidade de pressão correntemente usada em geologia é o kbar = 987 atmosferas. Um kbar corresponde a $10^8 Pa$ ou $1 kbar = 0.1 GPa$. O gradiente geobárico médio é $0.1 GPa$ por 3,3 km ou 1 kbar por 3,3 km.

As pressões de metamorfismo nas partes acessíveis da crosta variam de 0.1 GPa até cerca de 1.5 GPa, o que corresponde a uma profundidade de cerca de 50 km.

Exercício: Calcular a pressão litostática a 10 km de profundidade, assumindo que a crosta tem uma densidade média de $3,1 g/cm^3$

$$R: P = 3100 kg/m^3 \times 9,8 ms^{-2} \times 10\,000 m = 3,038 \times 10^8 Pa$$

ou 3,04 kbar ou 0,304 Gpa.

ou

admitindo o gradiente geobárico médio de $0,1 GPa$ por 3,3 km

$$R: P_{10km} = 10 \times 0,1 / 3,3 = 0,303 Gpa.$$

Vejamos um exemplo:

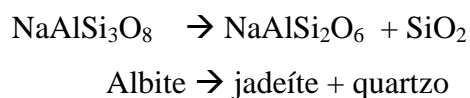
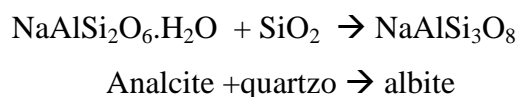
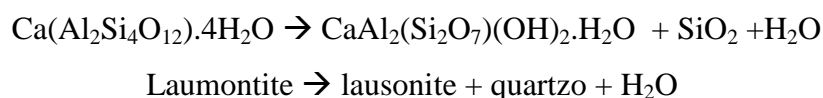
Considerar uma rocha ígnea básica por ex. um basalto muito alterado, com grande quantidade laumontite (zeólito), analcite e algum quartzo. Estes minerais foram formados a baixa pressão e baixa temperatura por alteração do basalto e são estáveis em condições de baixa P e T. Quando a pressão de $0,3 GPa$ for ultrapassada, por ex. o basalto alterado é soterrado rapidamente (sem aumento de temperatura) a

profundidades >10-12 km, a laumontite deixa de ser estável e transforma-se na associação lausonite+quartzo+H₂O, que é estável para maiores pressões. Ou seja forma-se um novo mineral metamórfico, a lausonite, que é um mineral característico de altas pressões.

A analcite + quartzo a T > 200 °C transforma-se em albite. A albite a pressões superiores a 0,8 Gpa (e a T próximo de 200 °C), também se transforma na associação jadeite +quartzo. A jadeite é um mineral característico de altas pressões.

Dados:

Laumontite Ca(Al ₂ Si ₄ O ₁₂).4H ₂ O	densidade - 2,28
Analcite NaAlSi ₂ O ₆ .H ₂ O	densidade - 2,27
Lausonite CaAl ₂ (Si ₂ O ₇)(OH) ₂ .H ₂ O	densidade - 3,09
Albite NaAlSi ₃ O ₈	densidade - 2,62
Jadeíte NaAlSi ₂ O ₆	densidade - 3,4



Reparar que estas transformações metamórficas, que são todas provocadas pelo aumento da pressão litostática, levam à formação de minerais metamórficos que são mais densos do que os preexistentes, pois formaram-se em condições de mais alta pressão.

A pressão litostática, também chamada pressão confinante, não causa por ela própria deformação das rochas, pois tem o mesmo valor em todas as direcções, sendo uma

pressão uniforme, à semelhança da pressão hidrostática. Rochas submetidas a pressão litostática, mesmo alta, não mudam a sua forma ou seja não deformam. Há uma perda de volume, aumento de densidade, mudança da textura do sistema mas esta mudança é uniforme.

Pressão dirigida (σ)

A pressão litostática não causa por ela própria deformação das rochas, pois tem o mesmo valor em todas as direcções, sendo uma pressão uniforme. A deformação das rochas é provocada pelas pressões não uniformes ou dirigidas que se chamam tensão (σ), e que têm valores diferentes consoante a direcção de actuação da força.

A tensão actua segundo uma direcção e nessa direcção excede a pressão litostática. Pode ser **compressiva**, **tractiva** ou de **cisalhamento (shear)**, sendo esta provocada por um binário de forças que provocam rotação (Fig. Met. 2).

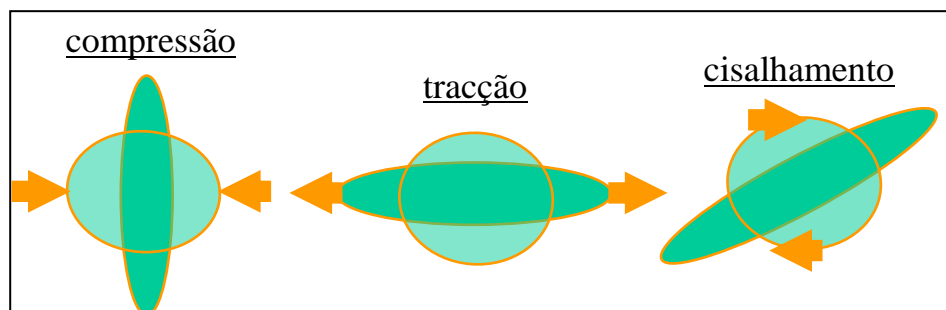
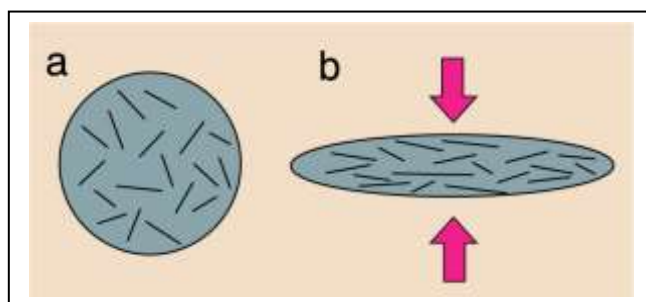


Fig. Met. 2- Extraído de Winter (2001)



Da compressão resulta a foliação das rochas, o que nos permite estimar a direcção de compressão máxima (Fig.Met.3)

Fig. Met. 3. Extraído de Winter (2001)

A tensão (força aplicada na secção de uma rocha) pode ser resolvida em 3 componentes mutuamente perpendiculares, que em situações hidrostáticas são iguais, mas que fora destas condições se considera:

σ_1 – tensão principal máxima

σ_2 – tensão principal intermédia

σ_3 – tensão principal mínima

Na tracção a tensão principal mínima, σ_3 , é negativa e a deformação/distorsão resultante nas rochas é a extensão. Só ocorre em baixas profundidades onde as rochas exibem comportamento frágil ou quebradiço. Um resultado frequente é o aparecimento de fendas de tracção, que geralmente ficam cheias de fluidos, dos quais precipitam minerais (quartzo, calcite, barite, sulfuretos, por ex.) (Fig. Met. 4).

Na compressão a tensão principal máxima, σ_1 , é dominante e causa dobramento ou achatamento. Minerais com formas alongadas ou lamelares podem ser rodados durante o achatamento ou dobramento. Se os minerais recrystalizarem durante a compressão eles vão crescer no plano perpendicular à direcção de tensão máxima (Fig. Met. 3). Este alinhamento pode ser visto nas rochas deformadas e origina uma fábrica planar e as rochas ficam foliadas.

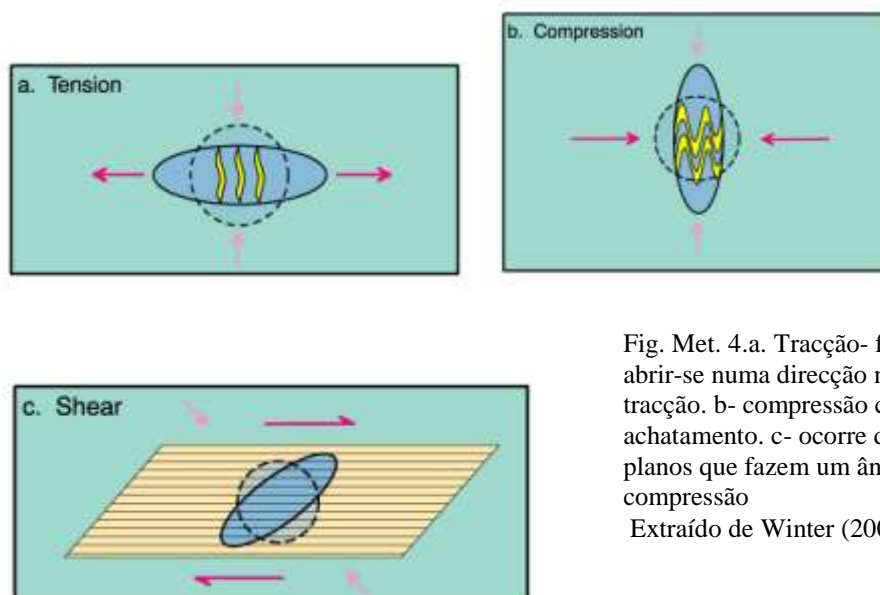


Fig. Met. 4.a. Tracção- fendas de tracção podem abrir-se numa direcção normal à direcção de tracção. b- compressão causa dobramento e achatamento. c- ocorre deslizamento ao longo de planos que fazem um ângulo com a direcção de compressão

Extraído de Winter (2001)

Se os minerais forem alongados ficam dispostos caoticamente no plano perpendicular a σ_1 se $\sigma_2 = \sigma_3$. A rocha também fica foliada, mas não há alinhamento dos minerais nesse plano. Mas se $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ haverá apenas alinhamento dos minerais alongados numa direcção paralela a σ_3 . Haverá apenas alinhamento dos minerais e a fábrica resultante será linear.

Se $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ a rocha terá foliação e lineação.

$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \rightarrow$ foliação sem lineação

$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 \rightarrow$ lineação sem foliação

No cisalhamento o movimento ocorre por deslizamento numa série de planos que fazem um ângulo com a direcção de σ_1 , tal como puxar o topo de um baralho de cartas. É uma resposta das rochas à compressão mas funciona como se se trata-se de uma tracção (Fig. Met. 5)

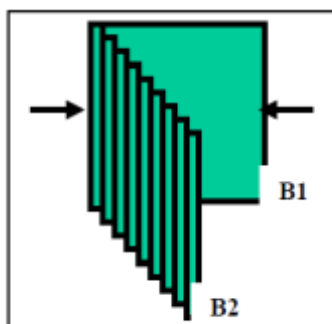


Fig. Met. 5 - O quadrado representa a situação inicial; as setas a direcção da compressão e o conjunto de rectângulos finos, os planos de cisalhamento resultantes. Notar que o canto B passou de 1 para 2, ou seja rodou no sentido direito.

Pela aplicação da tensão (stress) a rocha cede e muda a sua forma. A cedência da rocha chama-se deformação ou distorção. A tensão altera muito a textura e a estrutura mas não altera a mineralogia de equilíbrio da rocha. Ou seja não se formam novos minerais, os que existem na rocha ficam com outras texturas ou seja **recristalizam**. Contudo a adição da energia da deformação pode permitir a ultrapassagem de barreiras cinéticas de reacções lentas, exercendo um efeito catalítico para eliminar minerais metastáveis.

Fluidos

As rochas metamórficas contêm, mesmo em profundidade, fluidos intergranulares, na maioria água com sais minerais dissolvidos. A pressões baixas o fluido é um líquido ou gás, mas a pressão e temperatura acima do ponto crítico (para a água 371 °C a 218 bares), não há diferença entre líquido e gás e designa-se por **fluido supercrítico** toda a fase não sólida.

Os fluidos presentes nos poros das rochas exercem pressão que tende a actuar em sentido contrário ao da pressão litostática, compensando esta, e reduzindo a pressão efectiva, o que tende a facilitar a fractura das rochas.

Estes fluidos constituem a **fase volátil** supercrítica e são formados essencialmente por H₂O, CO₂, CH₄, O₂, Cl, F, S, Na, K. Esta fase fluida está em equilíbrio com os minerais que constituem a rocha, mas se algum processo lhes modificar a composição ou se a pressão total ou temperatura forem alteradas, provoca-se desequilíbrio; neste caso os fluidos dizem-se activos pois eles reagem com os minerais da rocha e provocam modificações mineralógicas e texturais na rocha, a fim de restabelecer o equilíbrio.

Os fluidos activos podem migrar resultando em zonas de alteração, que por vezes estão associadas a depósitos minerais. Esta migração pode ocorrer por exemplo devido à ocorrência de uma falha.

Intrusões ígneas podem adicionar novos componentes à fase volátil, modificando-lhes a sua composição portanto activando-os. As próprias reacções metamórficas podem produzir mais fluidos e novos componentes para a fase volátil, criando diferenças na composição química do fluido em diferentes locais da rocha, o que faz também activar os fluidos.

Ex. calcite + quartzo → volastonite + CO₂



cria localmente maior quantidade de CO₂ no fluido intergranular.

P_{fluidos} indica a pressão total de fluidos ou seja P_{fluidos} = p_{H₂O} + p_{CO₂} + ...)

As fracções molares devem somar 1 ou seja $X_{H_2O} + X_{CO_2} + \dots = 1.0$

O movimento dos fluidos pode transportar espécies químicas em longas distâncias. Se as rochas por onde os fluidos circulam tiverem uma composição muito distinta destes, podem ocorrer grandes trocas entre os componentes químicos dos fluidos e das rochas. As rochas mudam a sua composição química e a este processo chama-se **metassomatismo**.

O metassomatismo além de envolver o transporte por fluidos (metassomatismo de infiltração) também envolve a difusão química entre os minerais ou entre os minerais e os fluidos (metassomatismo difusivo), mas esta ocorre em pequena escala.

Temperatura

É o agente de metamorfismo mais importante. As mudanças na temperatura são talvez a principal causa do metamorfismo. A Fig. Met.6 mostra as geotérmicas estimadas. O gradiente geotérmico médio é de 25 °C/km mas nas fossas abissais das zonas de subducção pode ser apenas de 5 °C/km, enquanto nas zonas de rift pode atingir 80 °C/km.

Considerando um gradiente geotérmico médio, a 10 km de profundidade a temperatura será de 250 °C e a 40 km de profundidade será de 1000 °C, suficiente para fundir grande parte das rochas da crosta.

As reacções que ocorrem mais frequentemente por aumento de T são as de desidratação (perda de água) e de descarbonatação (perda de CO₂), mas também ocorrem outras. Os minerais ricos em voláteis, muito hidratados (serpentinhas, clorite, zeólitos, minerais de argila) são muito susceptíveis ao aumento de T.

Vejamos alguns exemplos



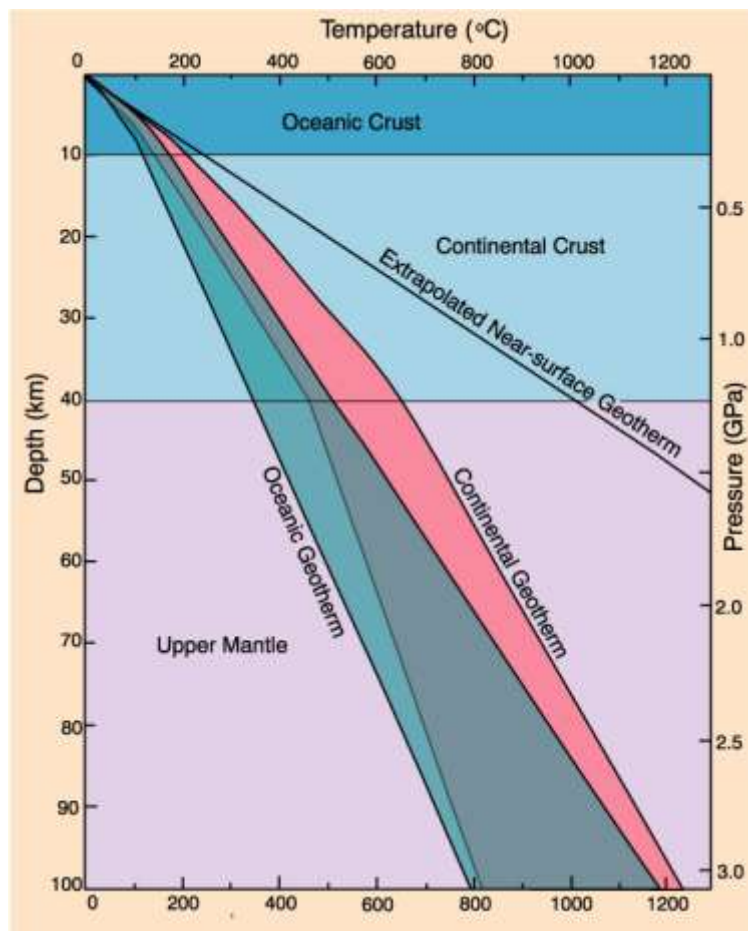


Fig. Met. 6- Estimção das geotérmicas oceânicas e continentais até uma profundidade de 100 km, com base nos fluxos de calor medidos à superfície da Terra. Sclater *et al.* (1980), Extraído de Winter (2001)

O aumento da temperatura:

1- provoca a recristalização aumentando o tamanho do grão. A recristalização diminui a razão superfície/volume dos minerais, o que aumenta a estabilidade do sistema, pois baixa a sua energia livre. O aumento da temperatura permite também a ultrapassagem das barreiras cinéticas à recristalização e os agregados de grãos finos coalescem para formar grãos maiores.

2- promove reacções que consomem os minerais instáveis e produzem novos minerais estáveis sob as novas condições de temperatura. Ou seja, quando as rochas vão sendo submetidas a aumento de T atingem uma situação em que os seus minerais já não são estáveis para essa temperatura, ficam fora do campo seu campo de estabilidade. Nesta

situação vai ocorrer uma reacção que vai consumir os minerais instáveis e vão formar-se outros minerais - dá-se a blastése de novas fases metamórficas, que são estáveis para essa T.

3- permite a ultrapassagem das barreiras cinéticas que impedem que o equilíbrio seja atingido. Vejamos o que isto significa:

As temperaturas relativamente baixas a intermédias o desequilíbrio nas rochas metamórficas é frequente, ou seja encontram-se minerais (M1) estáveis em condições de baixa temperatura (T1), associados a outros minerais (M2), que são estáveis a temperatura mais elevadas (T2). Ou seja o mineral M1 ocorre em condições de T que são as características do mineral M2; o mineral M1 diz-se metastável.

Isto acontece porque as reacções de transformação do mineral M1 no mineral M2 ocorrem por difusão e são muito lentas, ou seja há uma barreira cinética que impede que a reacção se complete e o equilíbrio seja atingido. O aumento de T vai aumentar as taxas de difusão e de reacção de tal modo que o equilíbrio é mais facilmente atingido ou dito de outro modo permite a ultrapassagem das barreiras cinéticas.

O que se verifica é que com o aumento de T as associações de minerais que nos indicam desequilíbrio tendem a desaparecer.

Tipos de metamorfismo

A classificação dos tipos de metamorfismo, e também das rochas metamórficas, pode ser feita segundo vários critérios, que não são uniformes, do que resulta que o metamorfismo que originou uma rocha possa ser classificado de várias maneiras.

Com base no **volume de rocha afectada** temos:

Metamorfismo local – afecta pequenos volumes de rocha. Por ex. o desenvolvido na proximidade de uma intrusão ígnea ou numa cratera de impacto.

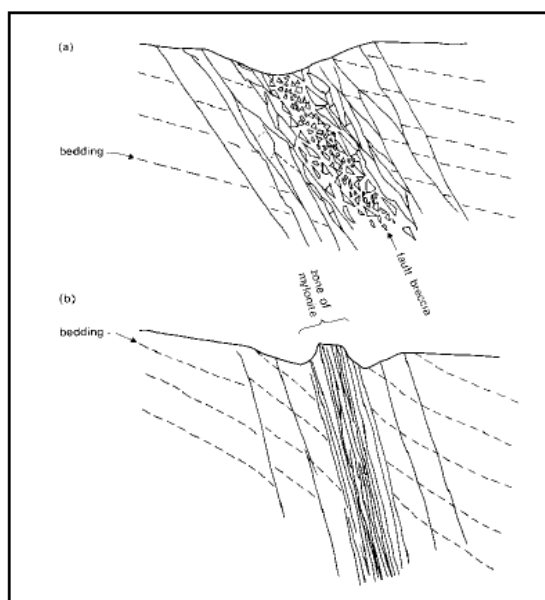
Metamorfismo regional – afecta milhares de km³ de rocha. Por exemplo o desenvolvido durante a formação de uma cadeia orogénica.

Com base no **agente metamórfico dominante** designa-se por:

Termometamorfismo – quando o agente é o calor (provoca um aumento na temperatura). Se este aumento de T for local, provocado por uma intrusão ígnea toma o nome de **metamorfismo de contacto**.

Pirometamorfismo- provocado pelo calor libertado de lavas para xenólitos nelas inclusos; é um metamorfismo de contacto com alto contraste de temperatura.

Metamorfismo dinâmico - o agente dominante é a pressão dirigida. Se este metamorfismo for local e desenvolvido em zonas de falhas designa-se por metamorfismo **cataclástico**. A rocha é uma brecha. Como não há mudanças na textura nem na mineralogia não se considera como rocha metamórfica. Em profundidade há recristalização e a rocha originada é um milonito (Fig. Met. 7), que é considerada uma rocha metamórfica.



Met. 7 – perfil esquemático em zonas de falhas Mason (1978) *Petrology of the Metamorphic Rocks*.

metamorfismo de impacto- se for desenvolvido por choque. Este tipo de metamorfismo é diferente de todos os outros pois ocorre num tempo

instantâneo, mesmo à escala humana, enquanto os outros processam-se à escala geológica de milhões ou dezenas de milhões de anos.

Metamorfismo orogénico – é um metamorfismo regional provocado pela acção conjunta da temperatura, pressão litostática, e pressão dirigida (Fig. Met. 8). Por vezes é usado como sinónimo de **metamorfismo regional**, o que é impreciso, pois o metamorfismo de afundimento também é regional. É desenvolvido em margens convergentes e as rochas são frequentemente deformadas.

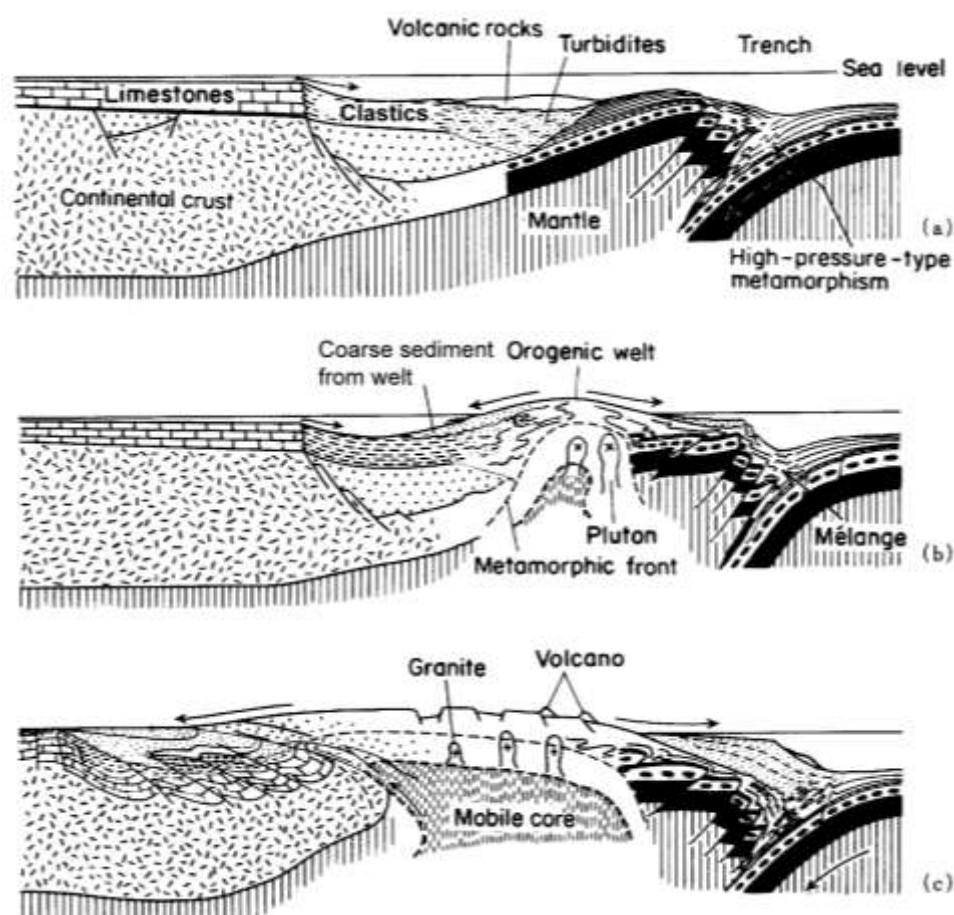


Fig. Met. 8- (a → c) desenvolvimento de um orógeno numa margem active (Dewey and Bird (1970) *J. Geophys. Res.*, 75, 2625-2647; Miyashiro *et al.* (1979) *Orogeny*. John Wiley & Sons.

Metamorfismo estático ou **de afundimento** – o principal agente é a pressão litostática e ocorre à escala regional. Desenvolve-se em bacias sedimentares muito profundas (10km) em áreas que não sofreram deformação ou orogénese e é um metamorfismo de baixa temperatura.

Metamorfismo hidrotermal – induzido pela acção de fluidos hidrotermais. Se os fluidos introduziram novos compostos químicos nas rochas diz-se **metassomatismo**. Este é frequente nas proximidades das intrusões ígneas, que libertam fluidos magmáticos para as rochas encaixantes metassomatizando-as.

Metamorfismo dos fundos oceânicos - é um tipo de metamorfismo hidrotermal que ocorre à escala regional. Afecta as rochas da crosta oceânica (basaltos) nas proximidades dos riftes e as rochas perdem Ca e Si e ganham Na e Mg. Estas trocas são devidas às reacções do basalto com a água do mar aquecida e origina-se uma rocha metamórfica designada por espilito, formada essencialmente por albite, clorite, actinolite, calcite e epidotos.

Com base na natureza dos **processos químicos** considera-se:

Metamorfismo isoquímico – não houve mudança na composição química do sistema. A maioria das transformações metamórficas são isoquímicas. Presentemente há imensas análises químicas de rochas metamórficas que mostram que a composição química da rocha metamórfica é muito semelhante à composição química do seu protólito, tanto ígneo como sedimentar, com excepção dos voláteis.

Metamorfismo aloquímico – houve mudança na composição química do sistema. Esta mudança chama-se metassomatismo, como vimos atrás e ocorre por adição de espécies químicas transportadas por fluidos ou por difusão química.

Com base **no percurso das reacções** metamórficas temos:

Metamorfismo progressivo – dá-se segundo uma direcção que tende a afastar-se das condições normais de P e T.

Metamorfismo regressivo ou retromorfismo ou metamorfismo retrógrado – dá-se segundo uma direcção que tende a aproximar-se das condições normais de P e T.

A grande maioria das rochas metamórficas encontradas na superfície da Terra arrefeceram, contudo preservam as condições de temperatura máxima em que se formaram. O retromorfismo é geralmente de pouca importância. Os geotermómetros indicam que as composições minerais preservam as temperaturas máximas. Isto acontece porque as reacções progressivas são endotérmicas, logo o aumento de temperatura fá-las progredir facilmente. As reacções de desvolatilização, que ocorrem no metamorfismo progressivo, dão-se mais facilmente do que a introdução de voláteis, pois são endotérmicas e o metamorfismo progressivo ocorre com aumento de T.

II- FÁBRICAS, ESTRUTURAS E TEXTURAS DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

Fábrica das rochas metamórficas

O termo refere-se ao arranjo e orientação dos componentes da rocha no espaço, arranjo esse que é determinado por todas as características estruturais e texturais que definem a geometria da rocha. Por isso engloba termos texturais e estruturais. É um termo muito frequentemente usado para as rochas metamórficas pois nestas é muitas vezes difícil separar o que é textura do que é estrutura.

Reflecte a tensão aplicada na rocha. A fábrica resulta de:

- Deformação

- Crescimento cristalino no estado sólido
- Combinação dos dois processos.

Exemplos de fábricas que resultam só de deformação são:

- **Fábrica cataclástica** - resulta da movimentação das rochas devida a falhas que ocorrem nas partes rígidas da crosta ou seja em condições próximas da superfície. A rocha apresenta-se fragmentada e esmagada sendo os fragmentos unidos por um cimento (quartzo, calcite, óxidos de ferro) ou por material argiloso pouco consolidado e designa-se por **brecha de falha** (Fig. Met. 7, Met 9a).

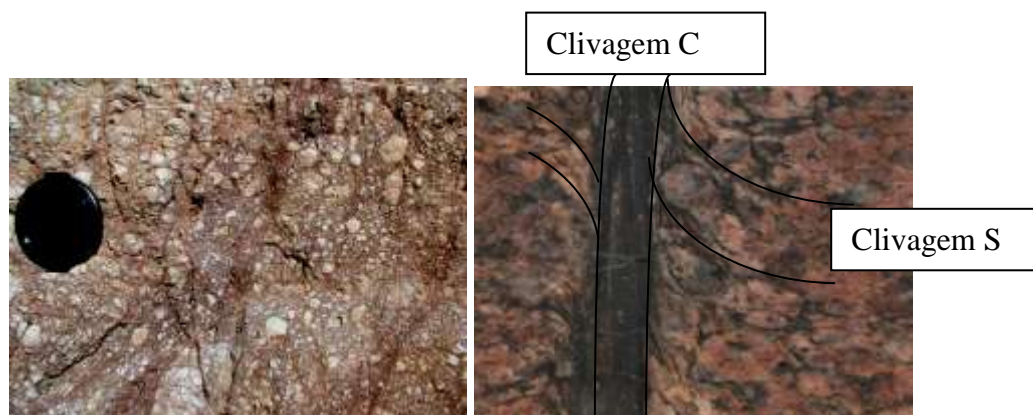


Fig. Met. 9-a) Brecha; b) milonito na banda C da zona de cisalhamento que afecta o granito porfiróide. Os porfiroclastos possuem 2-3 cm de diâmetro. Reparar que no milonito os porfiroclastos são muito pequenos

- **Fábrica milonítica** – originada nas zonas profundas de grandes falhas, em condições de alta plasticidade da crosta, resultando numa deformação coerente por fluência dúctil (Fig. Met 7 e Met 9b). É causada pela fluência plástica ao longo das fronteiras entre os grãos ou por recristalização, que muda a textura, ficando os grãos transformados num mosaico muito fino.

Fábricas que resultam só do crescimento cristalino no estado sólido são **isotrópicas** e as **texturas** resultantes desse processo são **granoblásticas**. São formadas como resposta dos sistemas para reduzir a energia de superfície, o que reduzirá a energia livre, pela recristalização para grãos de maior dimensão, que têm faces poliédricas, que formam ângulos a cerca de 120°.

As **fábricas isotrópicas** são caracterizadas pela orientação caótica dos minerais. O termo **fábrica maciça** (Fig. Met 10) é aplicado a fábricas isotrópicas à escala do afloramento. À escala microscópica por vezes usa-se o termo fábrica granoblástica ou textura granoblástica.

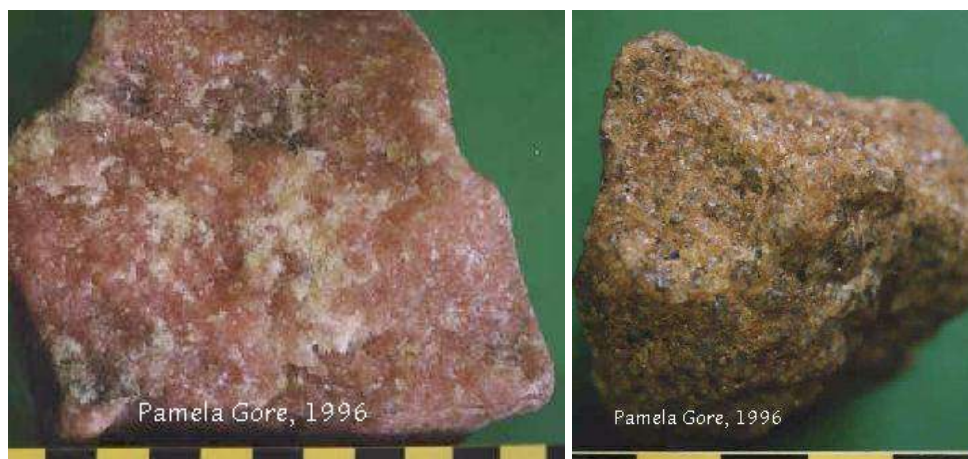


Fig. Met 10- Mármore com fábrica maciça.

Outros termos também aplicados a fábricas são:

Fábrica imposta - se resultou do metamorfismo ou da deformação

Fábrica relíquia - se foi herdada do protólito.

Fábricas anisotrópicas podem ser: (Fig. Met. 11)

Planares – grãos alongados dispostos ao longo de um plano. Rochas que possuem esta fábrica possuem uma clivagem, que é uma **estrutura**.

Lineares- alinhamento de minerais alongados ao longo de uma direcção. Esta fábrica é rara.

Plano-lineares – combinação das duas e a mais frequente.

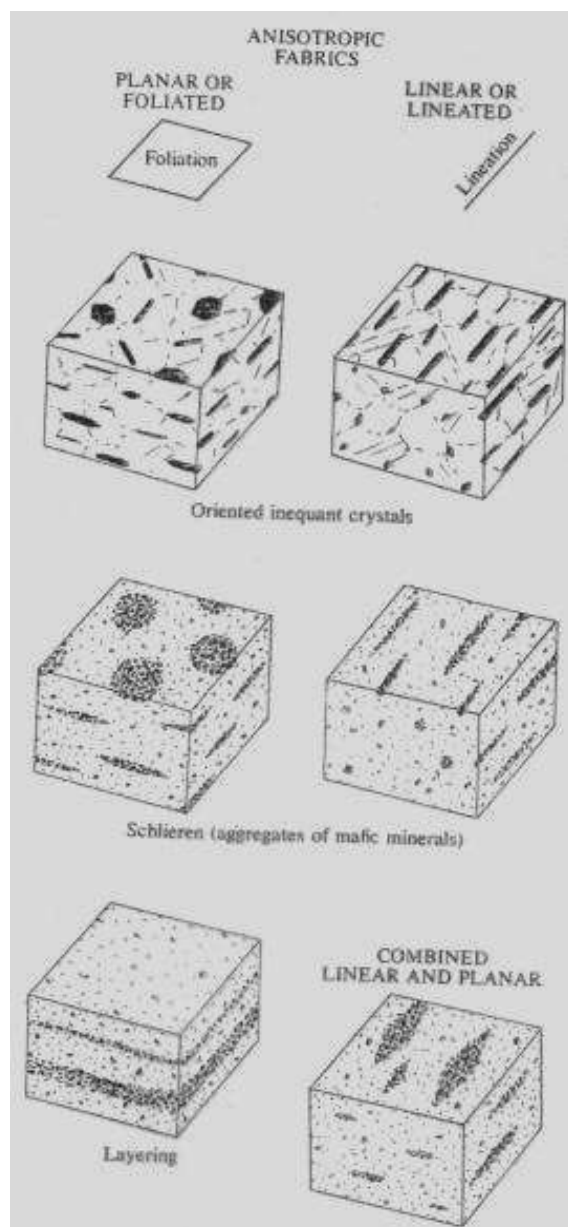


Fig. Met 11- Esquemas representativos de fábricas anisotrópicas ; extraído de Dorado (1985)

Estruturas das rochas metamórficas

O termo refere-se a uma característica física da rocha que resulta da distribuição e ordem dos minerais que constituem a rocha. Observam-se geralmente à escala mesoscópica ou macroscópica, mas algumas clivagens só se observam ao microscópio.

As estruturas megascópicas são observadas nas cartas geológicas ou em grandes afloramentos; por exemplo dobras, falhas, zonas de cisalhamento dúctil.

Dentro das estruturas consideram-se as **lineações e foliações**

Lineações das rochas metamórficas

As lineações são elementos ou características lineares presentes nas rochas. Ocorrem quando $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ou quando a tensão estica um elemento. Alinhamentos nas rochas que podem resultar de: (ver Fig. Met. 12)

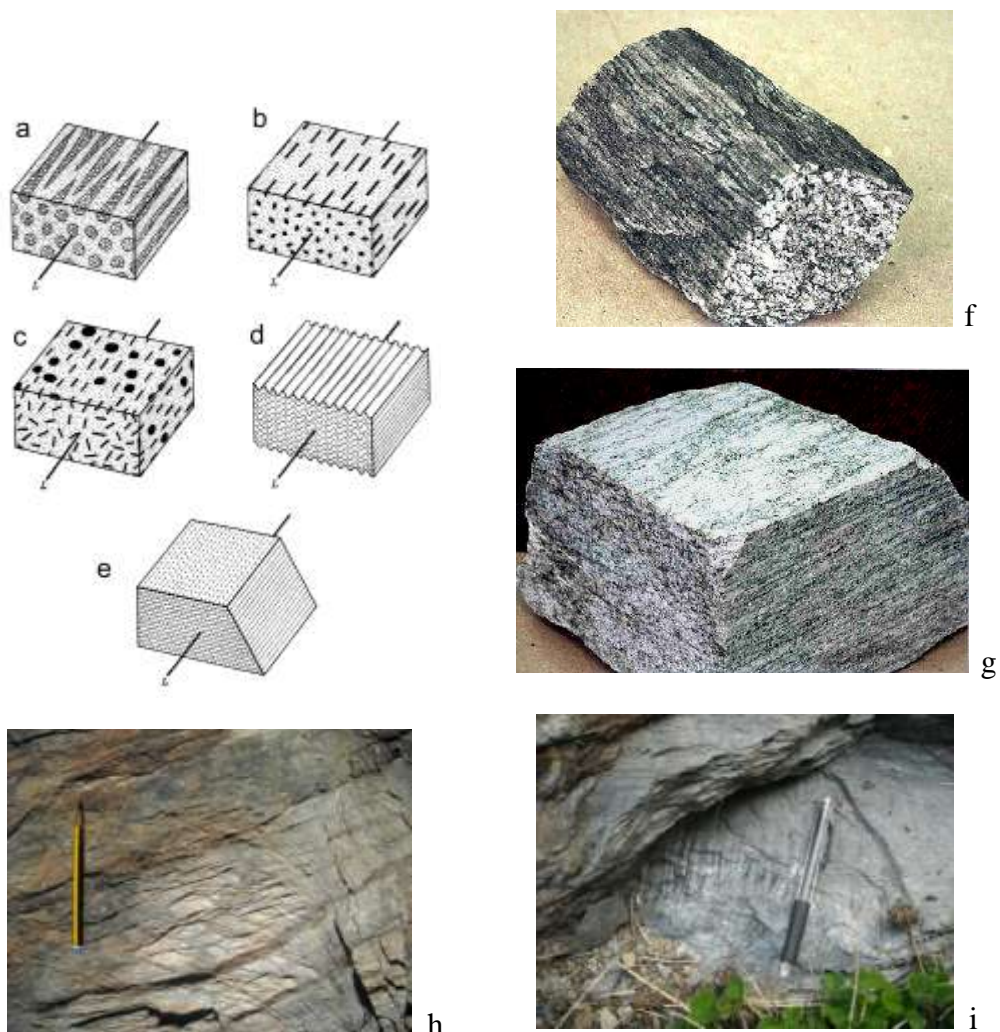


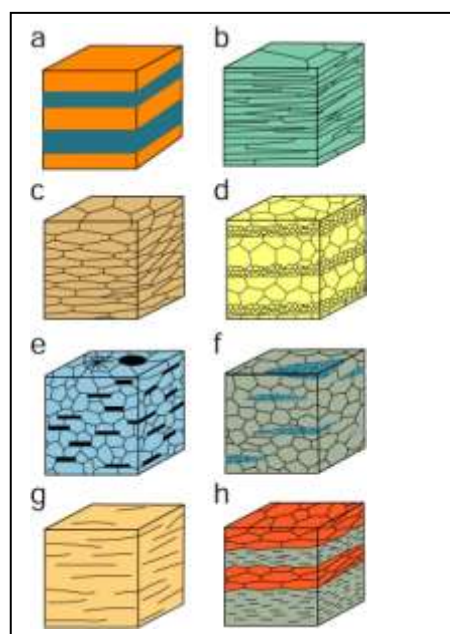
Fig. Met. 12 – Tipos de lineações

- Alinhamentos de minerais, que apresentam crescimento preferencial numa direcção (Fig. Met. 12 b, f) ou seja são alongados nessa direcção.

- Alinhamentos de componentes nas rochas (agregados de minerais, oólitos, clastos, etc.) (Fig. Met. 12a)
- Alinhamentos, que resultam da disposição planar de minerais laminares (Fig. Met. 12 c, g)
- Alinhamentos em charneiras de microdobras (Fig. Met 12 d; h)
- Intercepção de foliações (Fig. Met. 12e; i)

Foliações

Uma das estruturas mais frequentes nas rochas metamórficas é a foliação, que provoca anisotropia nas rochas. As foliações podem ser **clivagens** e **laminações**. A foliação é um termo que se refere a qualquer elemento planar existente numa rocha. Na figura Met. 13 mostram-se alguns elementos de fábrica que definem foliações.



- a) lâminas composicionais
- b) orientação preferencial de minerais laminares
- c) grãos deformados alinhados
- d) laminação por variação do tamanho do grão
- e) minerais laminares orientados em matriz isotrópica
- f) orientação preferencial de agregados minerais
- g) orientação preferencial de fracturas
- h) combinações de vários tipos

Fig. Met. 13 – tipos de elementos de fábrica que podem definir uma foliação. Retirado de Winter (2001)

A **clivagem** faz com que a rocha se divida ao longo de superfícies mais ou menos paralelas e reflecte o alinhamento dos minerais ou o arranjo subparalelo de descontinuidades nas rochas. Ver Fig. Met. 14. As clivagens podem ser contínuas ou espaçadas. **Clivagens contínuas** são divididas em dois tipos, **finas** se os minerais têm dimensão <0.1 mm ou **grosseira** se os minerais têm grão superior a 0.1 mm.

Uma clivagem diz-se **espaçada** se o espaçamento entre os planos de clivagem é > 0.01 mm. A clivagem espaçada pode ser **disjuntiva** ou de **crenulação**. A clivagem disjuntiva ocorre em rochas que não possuíam clivagem pré existente. Um tipo de clivagem disjuntiva é a clivagem de fractura.

Nas clivagens espaçadas os **planos de clivagem** ou **domínios de clivagem** são marcados por fracturas ou pela abundância de minerais filitosos ou lamelares e são finos, por vezes anastomosados (Fig. Met. 14). A recristalização nestes domínios foi intensa e os minerais estão orientados na direcção da clivagem. Os domínios de clivagem separam os “**microlithons**, que são zonas lenticulares, estreitas, onde a mineralogia estrutura e textura do protólito estão preservados.

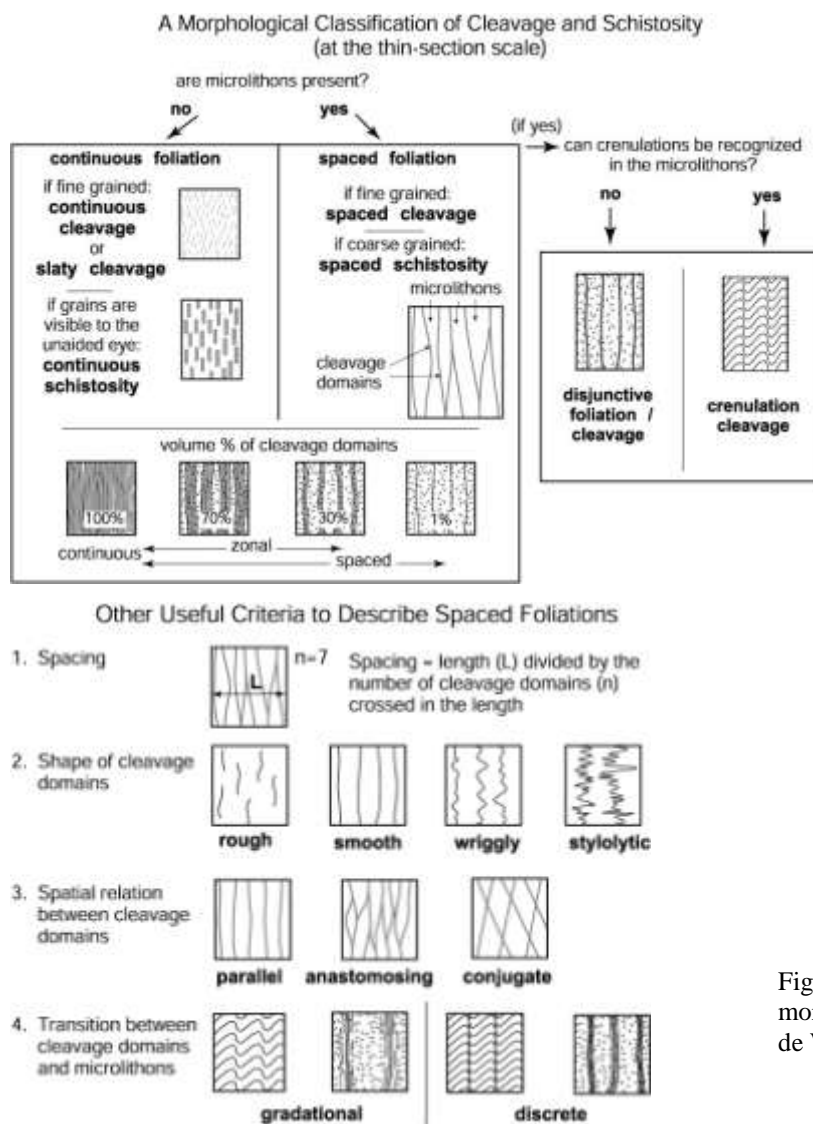


Fig. Met 14- classificação morfológica das clivagens ; retirado de Winter (2001)

Classificação das clivagens

Clivagem de fluxo- Ver figura Met 15. É uma estrutura planar penetrativa marcada por fraca recristalização de minerais filitosos, paralela aos planos axiais de dobras similares. É uma **clivagem contínua fina** ou seja o espaçamento entre os planos é <0.01 mm e os minerais têm dimensão <0.1 mm.

É geralmente sin-cinemática ou cinemática tardia e é também chamada clivagem xistosa ou clivagem de plano axial.

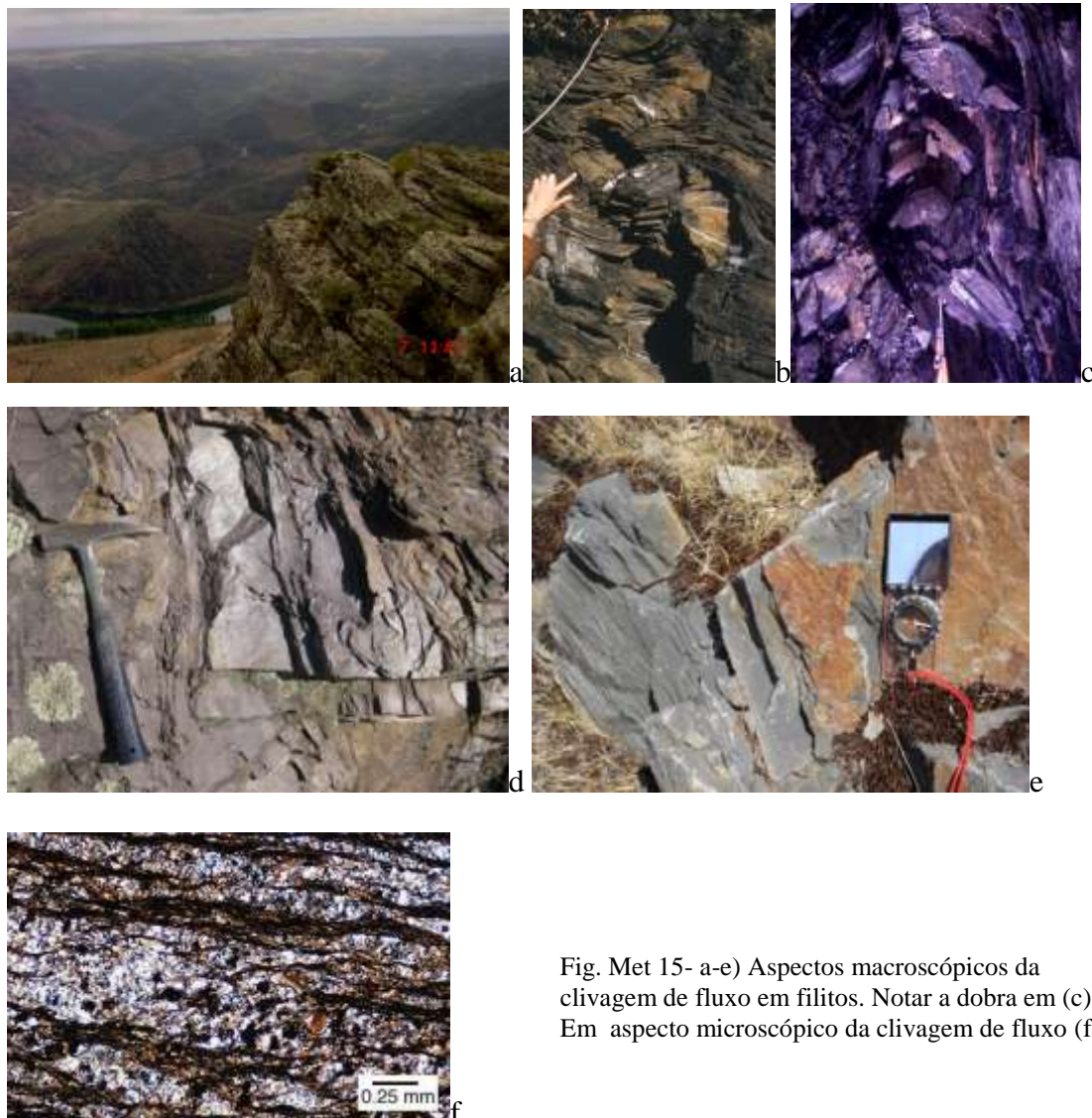


Fig. Met 15- a-e) Aspectos macroscópicos da clivagem de fluxo em filitos. Notar a dobra em (c). Em aspecto microscópico da clivagem de fluxo (f)

Xistosidade – estrutura planar penetrativa, marcada pela intensa recristalização dos minerais tabulares (micas e anfíbolas) que se pode desenvolver sobre uma clivagem de fluxo ou sobre uma clivagem de crenulação. Difere da clivagem de fluxo por os minerais recristalizados possuírem grão mais grosseiro. É também uma clivagem contínua, mas grosseira (Fig. Met. 16).

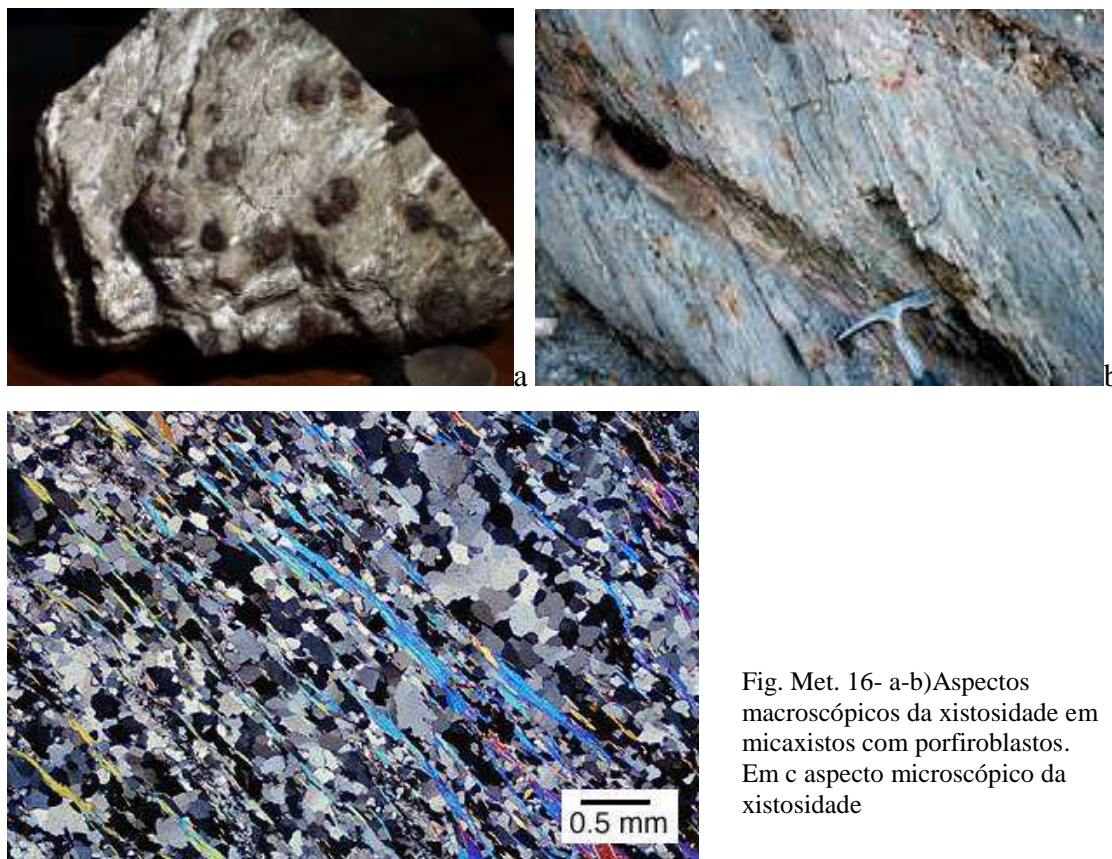


Fig. Met. 16- a-b) Aspectos macroscópicos da xistosidade em micaxistos com porfiroblastos. Em c aspecto microscópico da xistosidade

Clivagem de crenulação – estrutura planar provocada por cisalhamento, que corta uma clivagem pré-existente e que pode ser paralela ou oblíqua a outras clivagens (Fig. Met. 17) . É uma **clivagem espaçada** sin-cinemática tardia associada a pequenos dobramentos (escala de cm). Pode ser **discreta** se ocorrer como pequenas falhas, que cortam a clivagem preexistente e ao longo dos seus planos não houve recristalização. Pode ser **zonal** se corresponder ao alinhamento dos flancos de microdobras, que afectam a clivagem pré-existente.

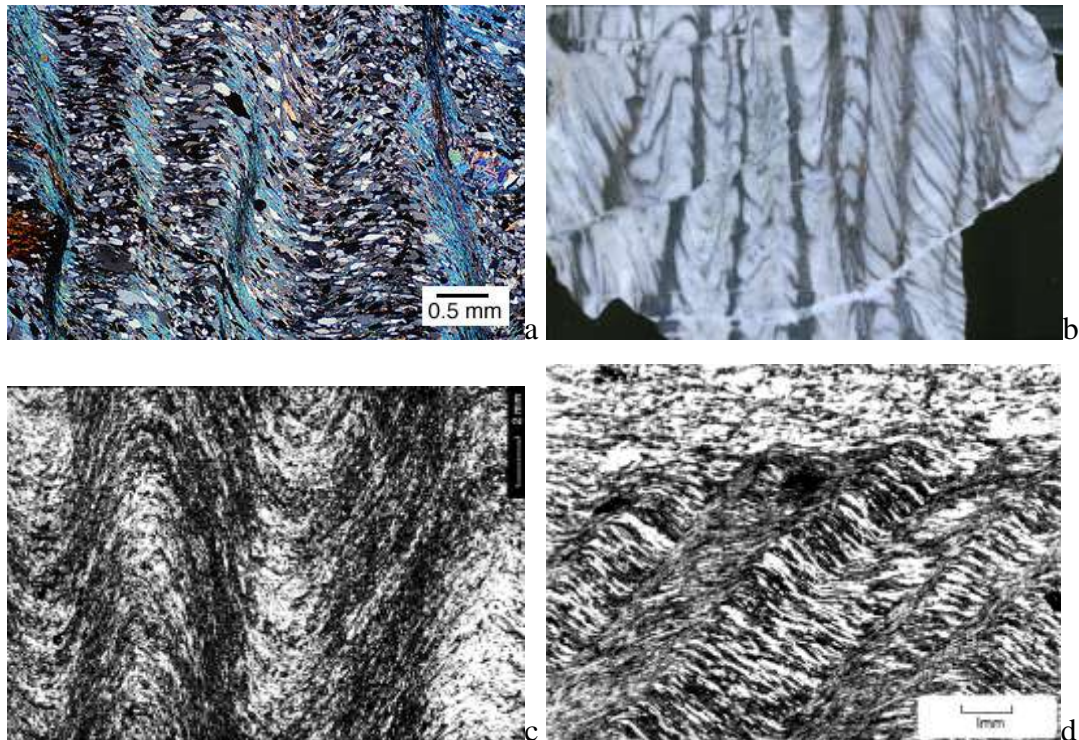


Fig. Met. 17- Aspectos microscópicos (a, c, d) e mesoscópicos (b) da clivagem de crenulação. Notar laminação herdada em (d).

Clivagem de fractura - estrutura planar não penetrativa, pela qual a rocha se divide com facilidade (Fig. Met 18); representa um diaclasamento fino e não está relacionada com processos metamórficos.



Fig. Met. 18- Clivagem de fractura

Clivagem SC - ocorre em rochas afectadas por cisalhamento e é caracterizada pela ocorrência de duas superfícies que fazem um ângulo de cerca de 45° , chamadas superfícies C e S. A superfície C é \pm paralela aos flancos da zona de cisalhamento e a

superfície S faz um ângulo de cerca de 45° mas que roda e tende a ficar paralela à superfície C quando a deformação é muito intensa (Fig. Met. 19).

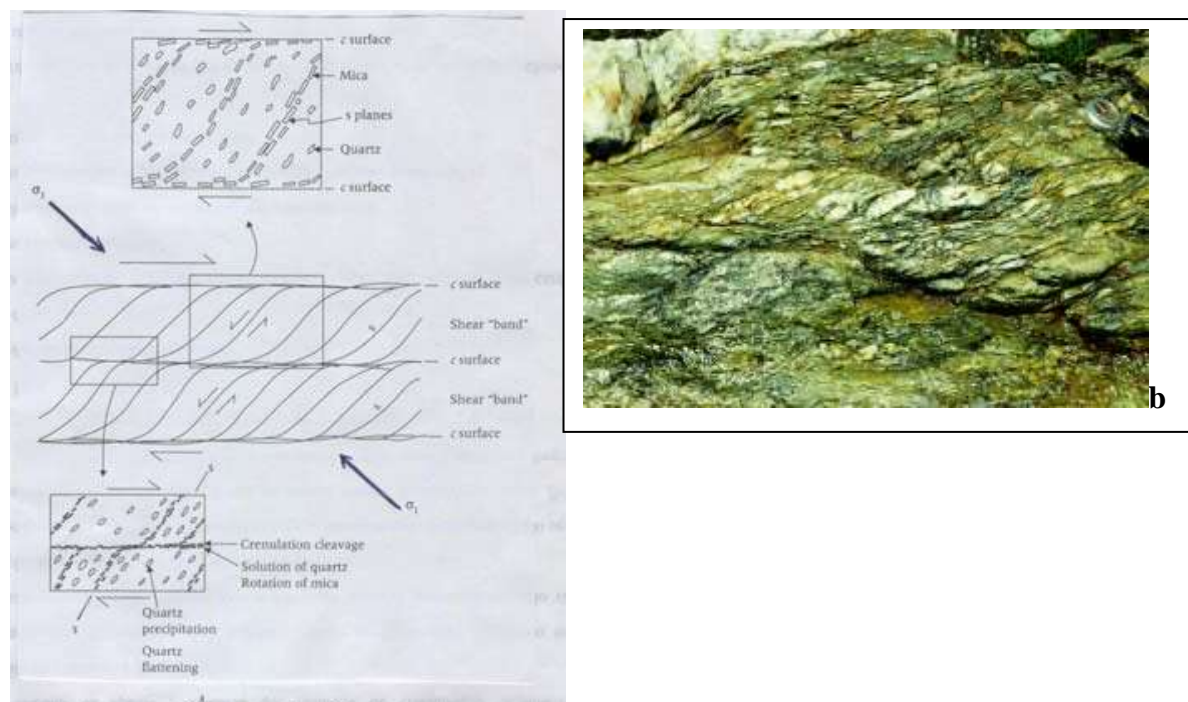


Fig. Met 19- Esquema de uma clivagem SC: extraído de Dorado (1984) e imagem de rocha afectada por clivagens SC.

Origem das clivagens

As clivagens reflectem o alinhamento de minerais em orientações preferidas e ocorrem por vários mecanismos (Fig. Met 20 e Met 21):

- rotação física dos grãos** acompanhada de algum deslize ao longo das fronteiras ou de catacláse ou de solução sob pressão, para acomodar as modificações das suas orientações. Parece pouco provável que apenas a rotação consiga alinhar todos os grãos e originar uma fábrica penetrativa; para tal seriam necessárias altas taxas de deformação. Este mecanismo ocorre em regiões de baixa temperatura e deve ser importante na formação da clivagem de crenulação
- crescimento orientado** de novos minerais, que envolve tanto a nucleação como o crescimento preferencial em direcções favoráveis. Muitos minerais

crecem mais rapidamente na direcção de menor compressão e assim os minerais lamelares crescem numa direcção perpendicular a σ_1 e os colunares e aciculares crescem na direcção de σ_3 . Minerais alongados segundo σ_1 não crescem e podem mesmo fracturar ou dissolver enquanto os estão numa direcção favorável crescem à suas custas: este processo chama-se **crecimento competitivo**.

- c) **deformação plástica e recristalização** também origina o alinhamento dos minerais por shear (torção) ou por compressão (achatamento). O achatamento origina uma foliação perpendicular a σ_1 . A torção provoca rotação e alongamento para a direcção do menor eixo do elipsóide de deformação, mas nunca o atinge. Se a rocha já tiver uma foliação o achatamento realça-a e o shear reorienta-a, sendo o processo designado por **transposição**.

Minerais que tendem a ser equidimensionais podem deformar para formas alongadas e formar ribbons nos milonitos.

- d) **solução sob pressão** e transferência de massa podem produzir minerais alongados ou realça uma foliação já existente dissolvendo minerais nas áreas de mais altas pressões, ou seja com alto ângulo com σ_1 . Perda de quartzo dos flancos de microdobras (Fig. Met. 17a, c) torna os domínios de clivagem, formados por mica mais evidentes, assim como a remoção do quartzo deixando um resíduo insolúvel, acentua os domínios de clivagem.

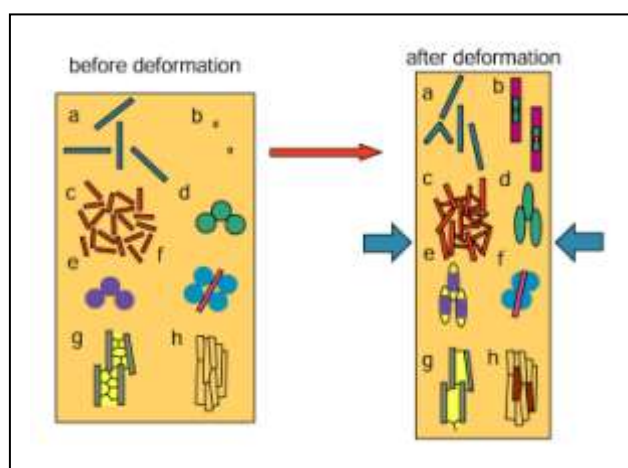


Fig. Met. 20- Desenvolvimento das foliações. a) rotação; b) crescimento preferencial normal à compressão; c) grãos com orientações favoráveis crescem e outros dissolvem; d) deformação dúctil muda a forma dos minerais; e) solução sob pressão; f) combinação de a) e e); g) crescimento estrangido pela forma; h) crescimento mimético segundo uma foliação pré existente. Extraído de Winter (2001)

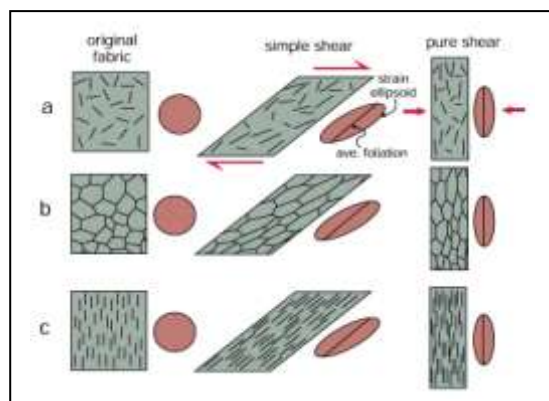


Fig. Met. 21- Desenvolvimento de foliações por shear e por achatamento. Situação original com a) minerais lamelares com distribuição caótica; b) minerais equidimensionais; c) foliação prévia. Extraído de Winter (2001)

Laminação

Estrutura planar definida pela alternância de bandas de composição mineralógica ou textura distintas. Estas bandas têm geralmente mm de espessura. O tipo mais frequente é a **laminação gnaissosa** ou **bandado gnaissico** ou **estrutura gnaissosa**, característico dos gnaisses. Nestas rochas há bandas de cor clara, constituídas por minerais félsicos e bandas de cor escura constituídas por minerais máficos (Fig. Met. 22). As texturas dos minerais nestas bandas são também distintas.



Fig. Met. 22 – Laminação com dobras similares em metacarboantos (a) e laminação em gnaisse (b)

A laminação pode ser herdada do protólito sedimentar (ou vulcânico) e, nesse caso designa-se por **estratificação herdada** (Fig. Met 23) e representa-se por S_0 . A laminação também pode ser provocada pela **transposição da estratificação** ou por **diferenciação metamórfica**.



Fig. Met. 23 - Laminação herdada em filitos hematíticos – as bandas roxas correspondem a bandas ricas em minerais argilosos e as bandas amarelas a bandas ricas em areia

A **transposição da estratificação** dá-se quando S_0 é cortado por uma clivagem (S_1). Com a continuação da deformação a camada sedimentar fica dividida em segmentos de forma sigmóide, que se deformam e rodam. Estes segmentos são estirados na direcção da clivagem, constituindo lamelas alongadas que acabam por se unir, criando uma laminação nova (Fig. Met 24).

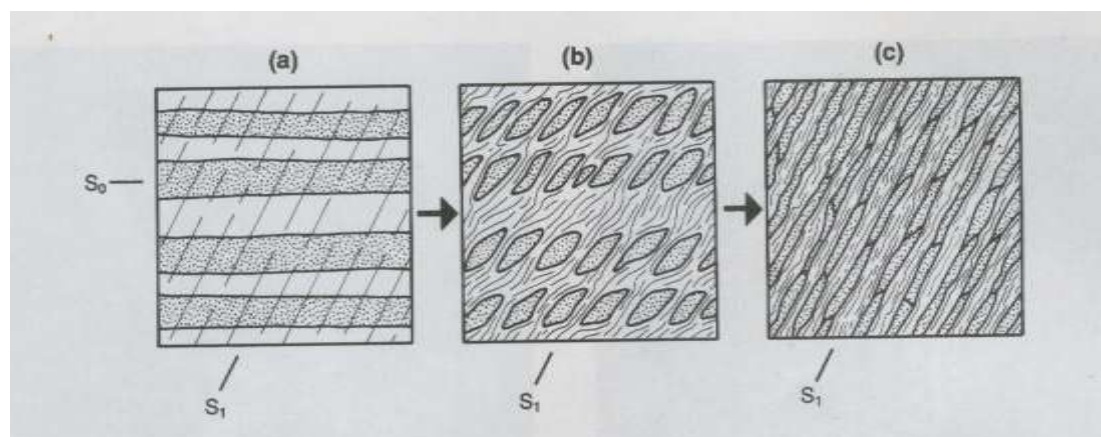


Fig. Met. 24- esquema representativo do desenvolvimento da laminação por transposição da estratificação. Extraído de Raymond (1995)

A **diferenciação metamórfica** produz ou acentua as laminações nas rochas metamórficas. Esta separação dos minerais em diferentes lâminas requer difusão que é mais intensa a temperaturas mais altas. A laminação em rochas de baixo grau de metamorfismo é geralmente herdada.

A diferenciação metamórfica parece ser contrária à lei do aumento da entropia com o aumento de T, pois a formação de lâminas faz baixar a entropia do sistema, ou seja aumenta a sua energia livre (pois cria gradientes químicos), o que é contrário à evolução dos sistemas. Mas vários mecanismos têm sido propostos para explicar a formação da laminação, que não são consensuais:

- as lâminas podem originar-se devido à nucleação preferencial de certos minerais em zonas estruturais pré-existentes onde as condições de alta tensão podem sobrepor-se à influência dos gradientes químicos.
- as lâminas podem originar-se devido à deformação da rocha ser acompanhada da separação física de minerais que apresentam características mecânicas distintas
- as lâminas podem ser produzidas por uma combinação de cisalhamento, solução e precipitação sendo as taxas de solução variáveis.

Outras estruturas

Dobras - de microscópicas a megascópicas. Um tipo muito frequente nas rochas metamórficas são as **dobras similares**. São dobras apertadas, nas quais os minerais filitosos se dispõem paralelamente à direcção do plano axial (Fig. Met 22).



Fig. Met 25 – dobras megascópicas.

Dobras pequenas e abruptas desenvolvidas em rocha que já possuem uma clivagem designam-se por “**kink bands**” (Fig. Met 26)

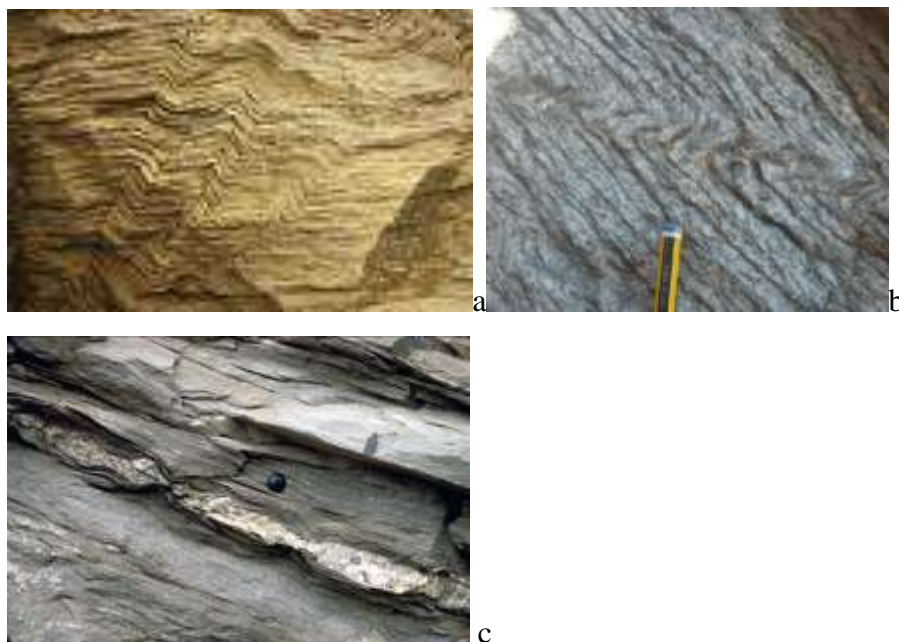


Fig. Met 26- a) Kinks em filitos com clivagem de crenulação; b) kinks em gnaisses e c) boudins em filitos

Boudins- massas cilíndricas de rocha, com secção elíptica, que foram separadas de uma camada que foi esticada. Formam-se pela acção de forças tractivas que actuam em estratos com competências distintas. Os mais competentes formam os boudins enquanto os menos competentes esticam e alongam (Fig. Met 26).

Ribbons – cristais muito alongados devido à deformação, geralmente de quartzo, de forma cilíndrica

Diaclases - fracturas das rochas onde não se deu movimento e que podem estar preenchidas com veios. Ocorrem em todas as rochas e não apenas nas metamórficas.

Falhas - fracturas das rochas onde se deu movimento ao longo de um plano designado por plano de falha. As falhas podem ser quebradiças ou dúcteis.

As falhas quebradiças provocam intensa facturação da rocha. Como não há formação de novos minerais estas rochas muito fracturadas não são consideradas metamórficas. Pode não haver fracturação e o plano de falha ser mesmo um plano polido designado por espelho de falha.

As falhas dúcteis originam **milonitos** que são rochas metamórficas, que sofreram recristalização e blastése sob influência da tensão cisalhante. Estas falhas são designadas por **zonas de cisalhamento dúctil** e podem ser muito extensas tanto em comprimento como em largura (centenas de metros de largura e km de comprimento), mas também podem ser locais.

Veios- enchimentos de diáclases ou de falhas compostos de um ou mais minerais. O termo veio aplica-se se forem monominerálicos, biminerálicos ou se tiverem minério.

Texturas das rochas metamórficas

As texturas são observadas à escala microscópica. A textura é caracterizada por todas as propriedades físicas dos grãos, tais como forma, tamanho, relações intergrão, orientação do grão, distribuição do grão e também inclusões no grão. Estas inclusões no grão podem corresponder a uma clivagem anterior, pelo que a distinção entre estrutura e textura não existe neste caso. Daí que o termo fábrica seja muitas vezes preferido e usado para descrever todas as características físicas dos grãos.

Portanto nas rochas metamórficas a distinção entre textura e estrutura não é nítida, mas alguns termos estão bem definidos.

Tipos de texturas metamórficas

Herdadas - textura do protólito. Os nomes destas texturas são precedidos pelo prefixo blasto. Ex. blasto-ofítica (Fig. Met 27)

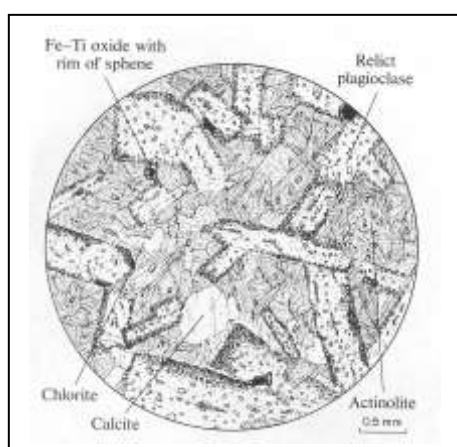


Fig. Met.27- textura blasto-ofítica em meta-gabro. A textura ofítica está preservada. Retirado de Raymond (1995)

Tipomórficas – são as texturas características dos processos metamórficos – a maior parte das texturas descritas em baixo são tipomórficas

Superimpostas – características de um evento post-metamórfico (alteração)

Estes são os três tipos genéricos de texturas. Há contudo muitas texturas de substituição, que são também tipomórficas não se conseguindo fazer a distinção.

Vejamos agora alguns tipos de texturas tipomórficas:

Cataclásticas não foliadas- são texturas não foliadas caracterizadas por os fragmentos de rocha e os minerais estarem fracturados e resultam da acção de falhas (Fig. Met. 28 – I). As rochas que as possuem são brechas se os fragmentos estiverem ligados por um cimento, que pode ser quartzo, hematite, calcite, barite, etc. Se os fragmentos não estiverem ligados o produto é um cataclasito ou uma argila de falha, que não são estritamente rochas metamórficas.

Granoblásticas – os minerais são equidimensionais. Podem ser **poligonais** se os ângulos entre as faces forem $\pm 120^\circ$. São características de corneanas, mármore, quartzitos e granulitos (Fig. Met 28- A). É uma textura de crescimento.

Diablásticas – textura não foliada na qual os minerais tabulares ou lamelares estão intercrescidos ou se contactam de modo mais ou menos radial. É semelhante à textura granoblástica mas os cristais individuais são alongados numa direcção. (Fig. Met 28- H). É também uma textura de crescimento.

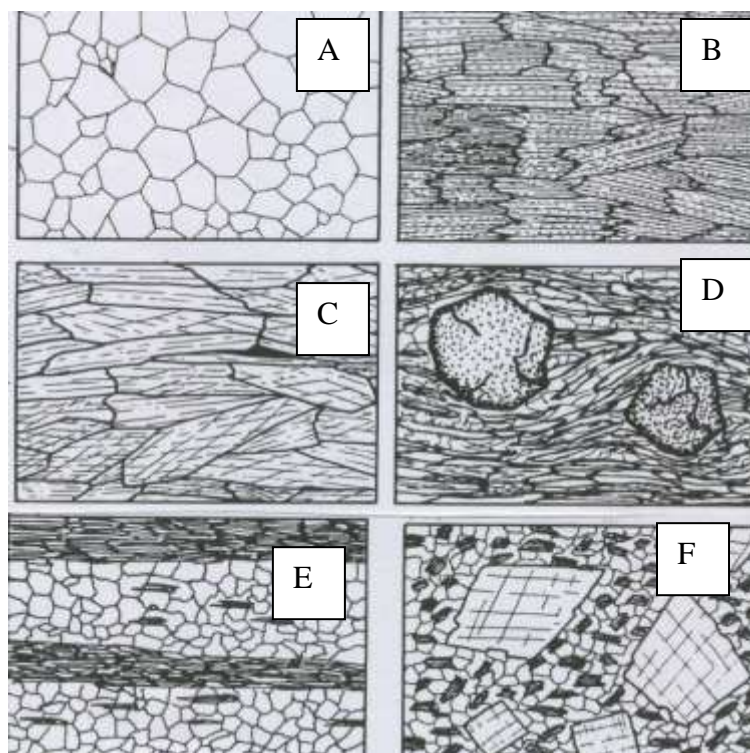


Fig. Met.28 – tipos de texturas

- A- granoblástica
- B- lepidoblástica
- C- nematoblástica
- D- porfiroblástica, com matriz lepidoblástica
- E- granoblástica e lepidoblástica
- F- porfiroblástica com matriz granoblástica
- G- Granolepidoblástica
- H- Diablástica
- I- cataclástica



Foliadas - são as mais comuns nas rochas metamórficas, sendo caracterizadas pelo alinhamento de minerais de tal modo que a rocha ganha uma clivagem. Se os minerais forem lamelares (micas) e estiverem orientados de modo que os seus planos basais sejam paralelos a textura diz-se **lepidoblástica** (Fig. Met 28-B). As rochas mais comuns que possuem esta textura são os filitos, micaxistos e alguns gnaisses.

Se os minerais forem aciculares (inossilicatos) e se orientarem de tal modo que os seus maiores eixos fiquem \perp paralelos a textura diz-se **nematoblástica** (Fig. Met 28-C). As

rochas que possuem esta textura são os xistos anfibólicos e alguns gnaisses anfibólicos. Estas texturas são originadas por crescimento associado a deformação.

Se a rocha possui minerais mais desenvolvidos, no interior de uma matriz mais fina, designados por **porfiroblastos**, a textura diz-se **porfiroblástica** (Fig. Met 28D). Pode ser de qualquer tipo descrito em cima. Por ex. granoporfiroblástica, lepidoporfiroblástica.

A textura **poiquiloblástica** é um tipo de textura em que os blastos mais desenvolvidos possuem numerosas inclusões de minerais mais pequenos. É definida para o mineral e não para a rocha. O mineral possui grande quantidade de inclusões dos minerais da matriz e possui forma irregular. As granadas nas corneanas calcossilicatadas, a cordierite e a andaluzite nas corneanas pelíticas apresentam frequentemente este tipo de textura (Fig. Met.29)

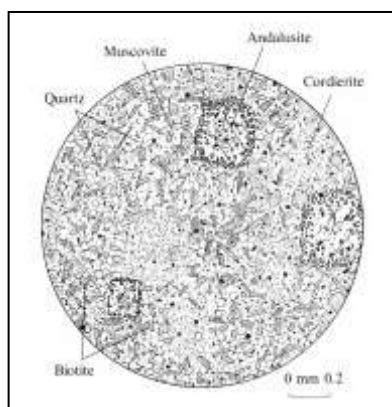


Fig. Met.29- Textura poiquiloblástica em corneana.

Neste tipo de textura há os tipos (Fig. Met.30) : esquelética (a), em crivo (b), rotacional, em bola de neve (d) e helicítica (e). As esqueléticas indicam crescimento muito rápido.

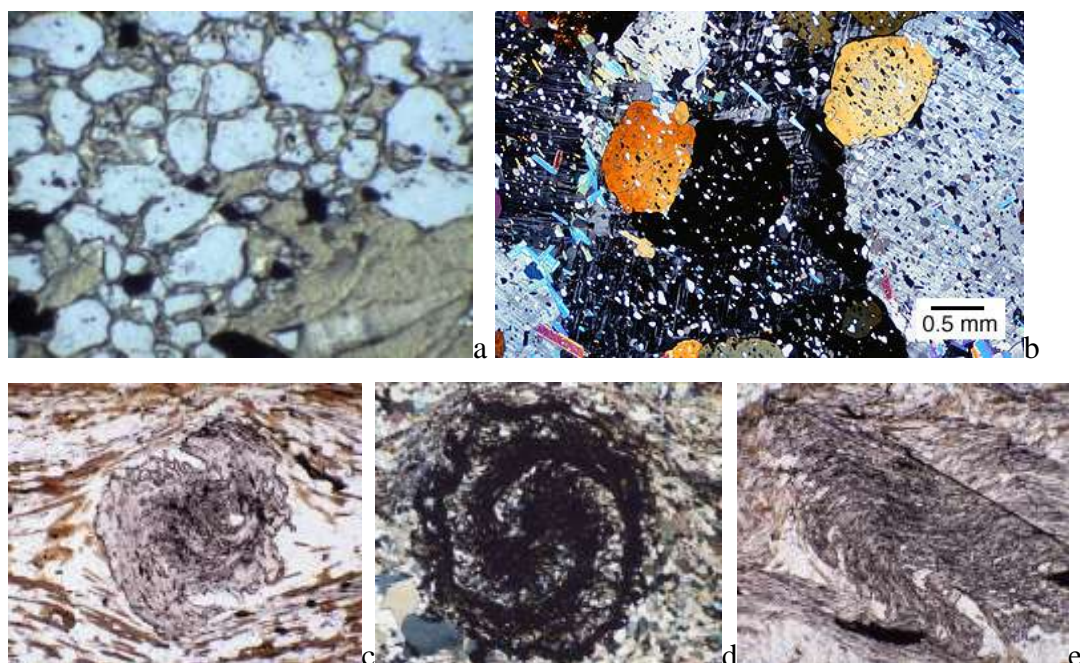
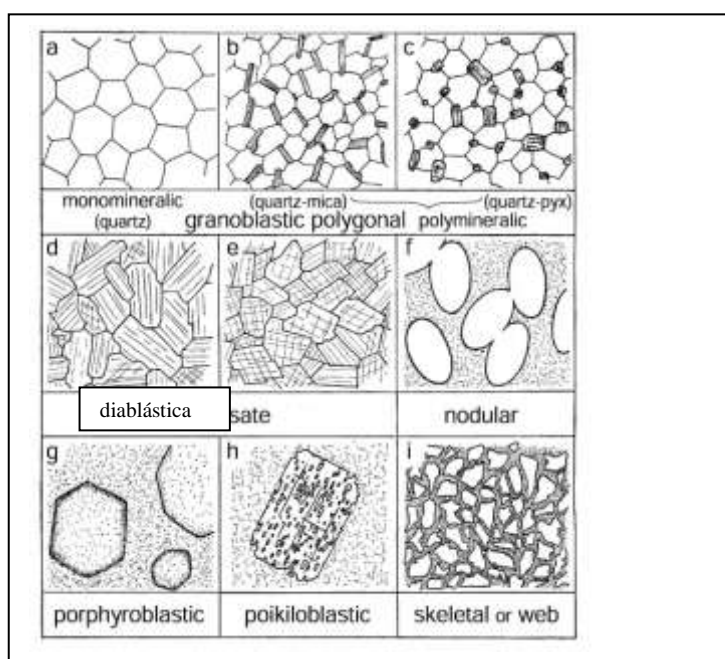


Fig. Met.30 – Tipos de texturas poiquiloblástica

As texturas em bola de neve são semelhantes às rotacionais mas as inclusões definem uma espiral e ambas indicam crescimento sintectónico do mineral. As texturas helicíticas são caracterizadas pelos poiquiloblastos sobrepõem uma foliação pré-existente, portanto indicam cristalização pós-tectónica dos poiquiloblastos.

Vejamos algumas texturas em corneanas (Fig. Met.31)



(Fig. Met.31- tipos de texturas metamórficas em corneanas.

a-c- granoblástica

d,e- diablástica

f- nodular

g-porfiroblástica

h- poiquiloblástica

i- esquelética em rede

Extraído de Winter (2001)

Todas estas texturas são originadas por crescimento. Há algumas que são originadas por deformação intensa associada a blastése e a catacláse como por exemplo:

Porfiroclásticas e oceladas – ocorrem em milonitos e são caracterizadas pela ocorrência de minerais de maiores dimensões (porfiroclastos) herdados dos protólitos, no interior de uma matriz finamente recristalizada e foliada. Se os porfiroclastos forem de feldspatos de forma oval, a textura tem a designação de **ocelada** e as rochas são designadas de gnaisses ocelados (Fig. Met.32)



Fig. Met.32 – gnaiss ocelado de Lagoa (Trás-os-Montes)

Os ocelos eram fenocristais no protólito, que era um granito porfiróide.
Também se chama a esta rocha um ortognaiss, pela sua derivação.

Vejamos alguns tipos de **texturas de substituição, mas que podem também ser consideradas tipomórficas** (Fig. Met.33): mesh (a), bastite (b), ampulheta (c) todas desenvolvidas em serpentinitos.

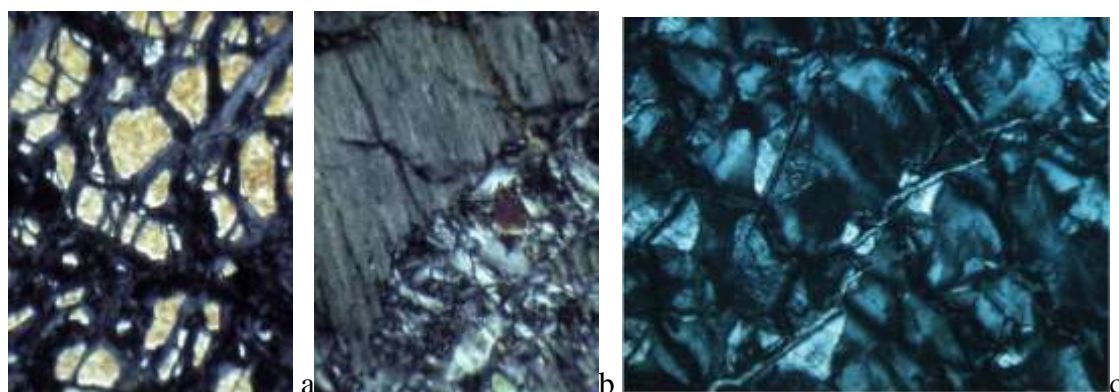


Fig. Met.33 – Tipos de texturas de substituição; a) em mesh; b) bastite; c) ampulheta

Há ainda vários tipos de texturas de substituição e de reacção:

Pseudomórficas – textura de substituição em que um mineral substitui outro mas mantendo o hábito do mineral substituído. Por exemplo a clorite a substituir a granada

Bordo de reacção – textura de substituição na qual um mineral substitui outro ao longo do bordo sugerindo reacção entre ambos, sendo os contactos irregulares (Fig. Met. 34)

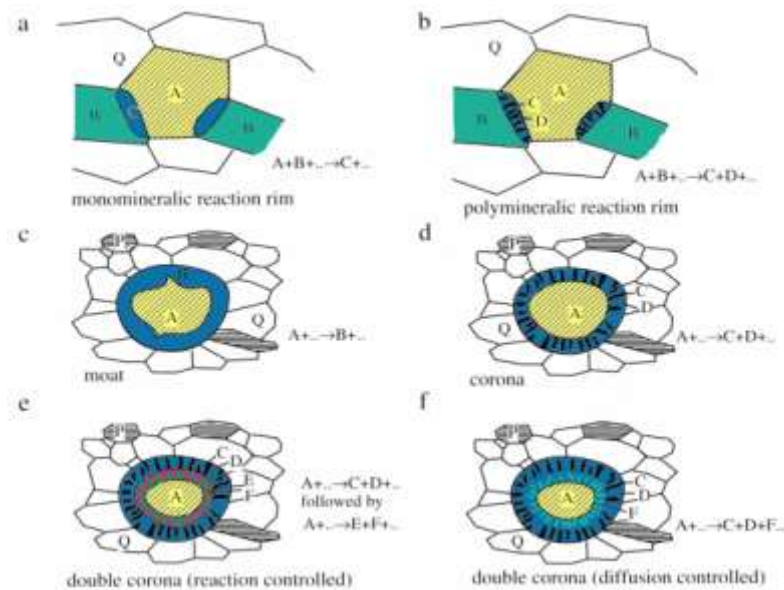


Fig. Met 34– bordos de reacção e coronas. Extraído de Winter (2001)

Textura em corona - textura caracterizada pela existência de minerais que são rodeados de modo concêntrico por várias camadas de outros minerais. As camadas representam uma sequência de reacção que teve lugar (Fig. Met 34, 35)

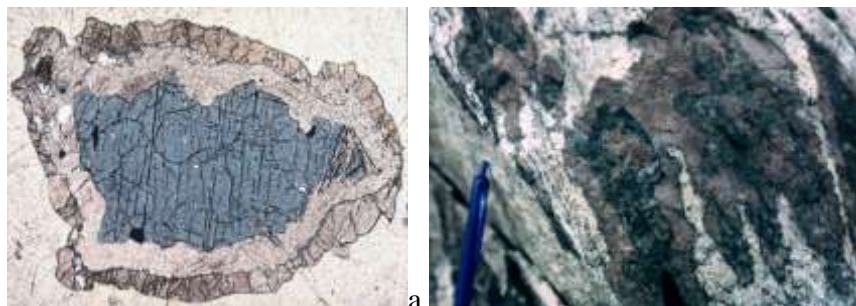


Fig. Met 35 a) Corona de ortopiroxena (bordo externo) e silimanite (bordo interno) entre o quartzo (fora) e a safirina (azul), Sandiford, M., 1985. Journal of Metamorphic Geology, 3, 155-178.
b) ortopiroxena castanha com camadas de clinopiroxena verde e granada rosa numa matriz de plagioclase (Extraído de Winter, 2001)

Texturas simpletíticas – intercrescimento de forma vermicular de dois minerais que cresceram simultaneamente (Fig. Met 36a)

Textura em atol – o porfiroblasto apresenta forma em atol. É comum em granadas

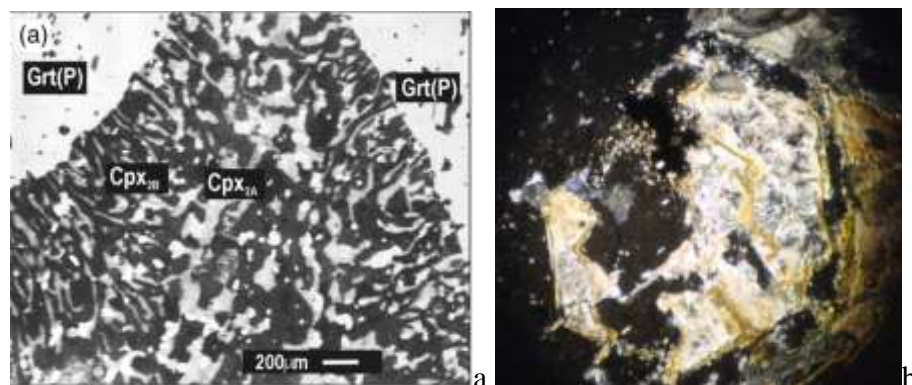


Fig. Met 36 – a) Textura simpletítica – intercrescimento de granada e clinopiroxena; b) textura em atol da granda

Outros aspectos textuais

Halos de empobrecimento – zonas que rodeiam porfiroblastos que tem um ou mais minerais removidos para o porfiroblasto, por reacção e difusão (Fig. Met 37)



Depletion halo around garnet porphyroblast. Boehls Butte area, Idaho

Fig. Met 37- Halos de empobrecimento em torno de granada. Extraído de Winter (2001)

Inclusões controladas pela cristalografia – podem ser observadas na andaluzite onde formam uma cruz – quiasolite. (Fig. Met. 38a, b). São devidas a inclusões de grafite nos vértices do porfiroblasto em crescimento.

No cloritóide é frequente as inclusões disporem-se em ampulheta devido ao facto de se disporem nas faces alternadas de crescimento rápido (fig. Met 38c)



Fig. Met 38- a) quiastolite em amostra de mão; b) quiastolite ao microscópio; c) cloritóide com inclusões de grafite dispostas em ampulheta e em zonamento sectorial

Origem das texturas

As texturas das rochas metamórficas são originadas por processos de

- 1- recristalização,
- 2- blastése
- 3- desequilíbrio.

1- Os processos de recristalização são provocados por diferenças de energia entre grãos de diferente tamanho, ou diferentes formas ou de diferentes graus de deformação. A recristalização que ocorre por um processo de crescimento de grão, é originada pelas **diferenças de energia entre grãos pequenos e grandes**. Numa sequência de calcários as camadas puras originam um mármore de grão grosseiro, enquanto as impuras originam um mármore de grão fino.

A configuração que dá menor energia livre é formada por grãos equidimensionais com fronteiras planares a 120°- textura granoblástica poligonal (Fig. Met.39a), pois neste caso a energia de superfície é a menor. Esta textura desenvolve-se a altas temperaturas ou em rochas monominerálicas. Nesta textura os grãos não são idioblásticos. Nas rochas monominerálicas os grãos crescem facilmente porque os átomos só precisam de se mover através da fronteira entre grãos, sem grande transporte. É como se as fronteiras entre os grãos se movessem na rocha e os átomos permanecessem estacionários, apenas quebrando as ligações com uma superfície e a se juntassem a outra.

Alguns minerais como as anfíbulas e micas não desenvolvem grãos equidimensionais, pois os seus cristais são alongados ou lamelares e recristalizam numa rede de cristais

que se interpenetram, dispostos em todas as direcções e ligados por faces racionais - textura diablastica (fig. Met 39b).

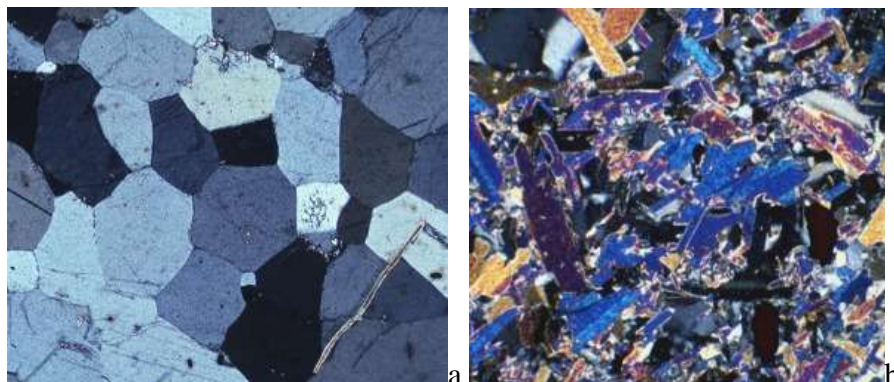


Fig. Met 39- Textura granoblástica (a) e diabástica (b)

A recristalização como resposta a **diferenças de energia entre grãos com diferentes graus de deformação** origina texturas mais irregulares. Quando um cristal é deformado são criados muitos defeitos na sua malha, o que aumenta a energia livre do cristal. Estes grãos são reconhecidos pela extinção ondulante. A energia acumulada é libertada pela recristalização em sub-grãos. Os defeitos/deslocações da malha movem-se e alinham-se em fronteiras de pequeno ângulo, que separam domínios sem tensão, cada uma com uma orientação ligeiramente diferente. À libertação da tensão da deformação por movimento dos defeitos/deslocações da malha chama-se **recuperação**. Este processo necessita de calor, pois é necessário que ocorra alguma difusão de volume para que os defeitos se movam através da malha. A temperaturas altas, a difusão do quartzo é tão alta, que ele recupera enquanto vai sendo deformado num processo chamado recristalização sintectónica- os grãos mais antigos são continuamente substituídos por um mosaico de grãos não deformados de tamanho muito pequeno (fig. Met. 40a).

Noutros casos os grãos novos podem nuclear nas margens dos grãos deformados e crescer às suas custas.

Os minerais mostram diferentes comportamentos face à deformação. O quartzo deforma muito facilmente e origina textura em ribbons. Carbonatos e olivina a altas temperaturas também sofrem recristalização sintectónica. Feldspatos e granadas são

rígidos e sofrem catacláse, embora possa haver alguma recrystalização sintectónica em feldspatos. Filossilicatos deformam por kinks (Fig. Met 40b).

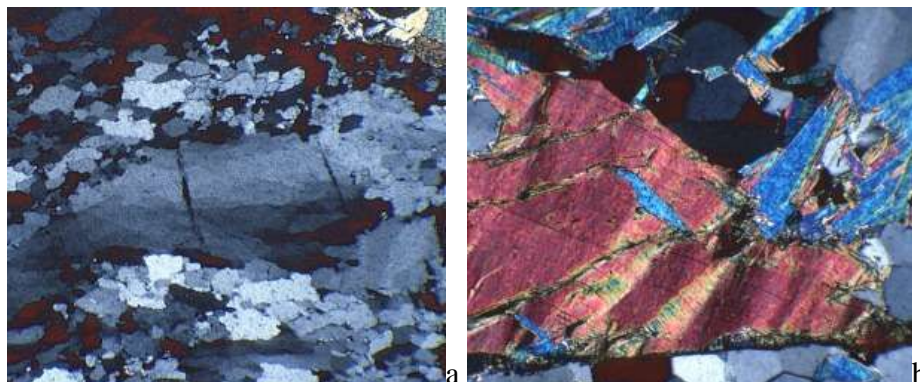


Fig. Met.40 – a) Grão de quartzo dividido em subgrãos (recuperação) e recrystalizado nos bordos em grãos de pequeno tamanho (recrystalização); b) micas afectadas com kinks

A textura cataclástica dos milonitos é caracterizada por uma matriz que sofreu recrystalização sintectónica a envolver os porfiroclastos rígidios. Estes são dominantes nos protomilonitos, mas nos ultramilonitos constituem <10% da rocha. Se os porfiroclastos sofreram recrystalização sintectónica a rocha toma o nome de blastomilonito.

2- Os processos de blastése

Os núcleos formam-se mais facilmente sobre um substrato (à semelhança da nucleação heterogénea nas rochas ígneas) e numa orientação que minimize a energia de superfície na interface entre os grãos. A semelhança cristalográfica entre o novo mineral e o antigo (substrato) pode fazer com que a substituição se faça mantendo a estrutura do substrato. Este processo ocorre na biotite substituída por clorite e na plagioclase por albite.

Mesmo que a estrutura do novo mineral mimetize totalmente a da mineral precedente há certas orientações onde a energia é minimizada por ex. silimanite em biotite. Esta nucleação controlada pela estrutura origina o crescimento epitaxial.

Mas a maioria dos cristais parece nuclear ao acaso pela rocha. Os modos como os minerais crescem podem ser explicados de modo qualitativo mas não quantitativo ainda.

Por ex andaluzite forma porfiroblastos enquanto a silimanite forma pequenos cristais. Têm diferenças nas suas taxas de nucleação e crescimento. Mas há muitas exceções e há minerais que tanto aparecem como porfiroblastos como matriz.

A adição de material a um núcleo estável envolve 3 passos: dissolução dos grãos reagentes; difusão para a superfície do núcleo e transferência dos átomos para a superfície da malha do cristal. Estes três passos também são importantes no desenvolvimento das texturas e na determinação se o mineral cresce como poiquiloblasto ou como porfiroblasto.

Os porfiroblastos são mais estáveis energeticamente pois possuem menor área, mas os poiquiloblastos crescem mais rapidamente, pois há maior adição à superfície porque esta é maior. Além disso a quantidade de matéria envolvida na formação de um poiquiloblasto é menor do que a envolvida na formação de um porfiroblasto. Isto porque a composição global de um poiquiloblasto, considerando também as suas inclusões, é mais próxima da composição global da rocha do que a composição de um porfiroblasto, que é muito diferente da composição global da rocha. Assim para a formação de um poiquiloblasto há menor quantidade de matéria transferida.

A transferência está dependente do tempo e poder-se-á esperar que a formação do poiquiloblasto seja mais rápida, mas isto é um modo simplista de ver os processos. Basta ver que a textura da matriz é também importante, pois se esta for fina há muita superfície onde a difusão pode ocorrer e a difusão à superfície é muito maior do que a difusão de volume.

Outro aspecto que determina a textura é o crescimento anisotrópico de alguns minerais. Alguns possuem taxa de crescimento das faces de prisma inferiores às taxas de crescimento dos pinacóides e a sua forma será alongada. O crescimento anisotrópico é importante em baixo graus de metamorfismo onde as anfíbolas são frequentemente aciculares.

3- texturas de desequilíbrio

Zonamento químico em cristais ocorre por crescimento e por reacções retrógradas.

O zonamento por crescimento é devido à fraccionação. Por ex. o Mn em granadas. A maioria do Mn de uma rocha ocorre na granada e a difusão em graus de metamorfismo intermédios é pequena, pelo que as partes centrais da granada são mais ricas em Mn. A granada que se vai formando extrai o Mn da rocha que vai ficando cada vez com menos, pelo que as novas zonas da granada terão menos Mn.

Granadas de alta T são homogéneas porque a difusão de volume é eficiente a altas T. Mas com o abaixamento de T os bordos destas granadas têm composição diferente- zonamento retrógrado- troca com os minerais da matriz durante o arrefecimento.

Minerais relíquias, coronas e texturas simpletíticas

São preservados devido às baixas taxas de difusão de volume. Ficam inclusos no seio de outros cristais e são impedidos de reagir com a matriz.

As coronas são evidência de reacções incompletas. A corona é formada por minerais produto que separam os minerais reagentes, que nunca ocorrem em contacto. Desenvolvem-se em rochas de grão grosseiro e onde a difusão não foi eficiente para atingir os núcleos dos minerais. Simpletites estão frequentemente associadas a coronas- é o intercrescimento mútuo de dois minerais, que nuclearam e cresceram juntos formando uma auréola. A textura tem alta energia de superfície mas desenvolve-se porque há menor transferência de massa do que se as fases se formassem separadamente.

III - CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

A classificação das rochas metamórficas é baseada em **critérios não uniformes** e muito diferente da classificação mais rigorosa e espartilhada das rochas ígneas. A classificação mais usada é baseada na foliação, mas a mineralogia, a textura e a origem também são consideradas.

Muitas vezes são usados prefixos; ex. **ortognaisse**, **paragnaisse**, **metagrauvaque**, **metadiorito**, **metaconglomerado**. **Orto** indica que derivou de rocha ígnea e **para** indica que derivou de rocha sedimentar. **Meta** é usado quando não há designação para a rocha. Neste caso é um grauvaque (arenito com grande quantidade de matriz

argilosa, ou arenito impuro) que foi metamorfizado, um diorito que foi metamorfizado e um conglomerado que foi metamorfizado.

Em Português era comum usar-se a designação de xisto para todas as rochas foliadas. O termo deve ser só aplicado a rochas que possuem xistosidade. O termo para as rochas que possuem clivagem de fluxo, derivadas de protólitos sedimentares pelíticos é filito.

Vejamos alguns termos usados tendo em conta a existência ou não de foliação:

Muito foliadas	Pouco foliadas	Sem foliação
Ardósia	Gnaisse	Anfibolito, Quartzito
Filito	Milonito	Serpentinito, Mármore
Xisto (micaxisto, xisto anfibólico, xisto verde)	Migmatito	Rocha verde Corneana Eclogito

Muito foliadas

1. Ardósia – rocha afanítica, sem brilho, clivagem xistenta ou de fluxo e cor cinzenta escura. Formada por mica branca+ clorite + quartzo. Derivada de argilas ou argilosas xistosas. Baixo grau de metamorfismo.
2. Filito ou filádio –rocha de grão muito fino ou afanítica com brilho acetinado nas superfícies de clivagem de fluxo. Derivada de protólitos argilosos e é constituída essencialmente por mica branca + clorite + quartzo
3. Xisto – rocha fanerítica com xistosidade. Têm mineralogia diversa que reflecte o protólito. Há **micaxistos**, **talcoxistos**, **xistos anfibólicos**, **xistos verdes**.
4. **Xisto azul** – nome genérico para rochas formadas por metamorfismo de alta P e baixa T; possuem anfíbola sódica (glaucophana), piroxena sódica (jadeite), lausonite, aragonite e zeólitos. Os protólitos são grauvaques e basaltos.

Pouco foliadas

1. Milonito – densa, de grão fino, com fábrica milonítica, formada por fluência dúctil causada por pressão dirigida intensa.
2. Gnaisse – fanerítica de grão médio a grosseiro. Composta essencialmente por bandas de quartzo+ feldspatos intercaladas com bandas de minerais máficos, ou seja com laminação gnaissosa. Pode ter origem ígnea (ortognaisse) ou sedimentar (paragnaisse).
3. Gnaisse ocelado- ortognaisse com porfiroclastos de forma oval. Os porfiroclastos eram fenocristais na rocha ígnea.
4. Migmatito – rocha mista consistindo de uma fracção com minerais máficos metamórficos intercalada com uma fracção granítica. É uma rocha ultrametamórfica.

Não foliadas

1. Quartzito – rocha muito dura, composta essencialmente por grãos de quartzo. Derivada de quartzarenitos ou chertes.
2. Mármore – derivada de calcários ou dolomias. Fanerítica, granoblástica, formada por carbonatos.
3. Skarn ou escarnito – rocha fanerítica podendo ter grão muito grosseiro constituída por silicatos de Ca-Mg-Fe, formada por metassomatismo de calcários e dolomias. Houve adição em grande escala de Si e Al.
4. Greisen – rocha hidrotermal associada a cupolas graníticas, formada por quartzo e moscovite com topázio, turmalina, fluorite, rútilo, cassiterite e volframite.
5. Corneana- rocha afanítica ou fanerítica de grão fino, textura granoblástica poligonal, muitas vezes porfiroblástica ou poiquiloblástica, formada por metamorfismo de contacto. Há corneanas pelíticas, básicas, calco-silicatadas, siliciosas.
6. Granulito – textura granoblástica, de grão médio, formada por metamorfismo de alta T, constituída por minerais anidros, sendo a piroxena o mineral distintivo. Podem ser granulitos ácidos ou granulitos básicos.

7. Rocha verde ou espilito – afanítica de baixo grau de metamorfismo, derivada de metamorfismo de fundo oceânico, sendo o protólito basaltos. A alteração dos basaltos é em rede e controlada por fracturas. Formada por epidoto, clorite, actinolite, clorite e carbonatos. Com o aumento do grau metamórfico passam a anfíbolitos. Se possuir xistosidade é um xisto verde.
8. Serpentinito – rocha ultrabásica, maciça. Formada por serpentina (lizardite-crisótilo-antigorite) + brucite + talco + magnetite + carbonato. Formada por metamorfismo de fundo oceânico de rochas ultrabásicas e ocorre associada a espilitos.
9. Eclogito – Textura granoblástica, de grão médio, composta por granada + onfacite e derivada de basaltos por metamorfismo de alta P muito alta.
10. Anfíbolito – rocha maciça, de cor verde constituída por anfíbola e plagioclase de grão médio. Se possuir xistosidade é um ganisse anfíbólico.

Outras

1. esteatito- rocha ultrabásica formada essencialmente por talco e com os mesmos minerais dos serpentinitos.
2. metapiroxenito- tipo de granulito ultrabásico derivado de piroxenitos.

IV- MINERALOGIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

A maioria dos minerais presentes nas rochas metamórficas também ocorre nos outros tipos de rochas, mas há minerais que são típicos do metamorfismo e que permitem distingui-las das outras rochas. Além disso um mineral ou uma associação mineral também nos dá indicações de P e T em que a rocha se formou e indica-nos qual o protólito.

Qualquer tipo de rocha pode ser metamorfisada, pelo que o leque de protólitos engloba todos os tipos de rochas e todos os seus tipos químicos. Para que haja sistematização e maior facilidade na interpretação destas rochas elas são divididas em grupos de acordo com a sua composição química, que se reflecte na sua mineralogia.

Assim cada família química é distinguida pela sua mineralogia

As rochas ultrabásicas possuem %SiO₂ < 45% e são muito ricas em Mg, Fe, Ni e Cr.

Rochas básicas têm SiO₂ entre 45 e 52% e são ricas em Mg, Fe e Ca.

Rochas carbonatadas são constituídas essencialmente por carbonatos e são ricas em CaO e CO₂.

Rocha aluminosas têm Al₂O₃ > (CaO + Na₂O + K₂O).

Rochas alcali-cálcicas ou quartzo-feldspáticas têm teores de CaO e alcalis moderados e superiores aos de Al₂O₃ e são ricas em Si, Na, K e Al.

Rochas siliciosas têm > 90% de SiO₂.

1- Minerais dos grupos composicionais das rochas metamórficas

Ultrabásicas	básicas	carbonatadas	aluminosas	quartzo feldspáticas	siliciosas
Olivinas	Augite	Calcite	Quartzo	Quartzo	Quartzo
Augite	Onfacite	Dolomite	Mica branca	Mica branca	Plagioclase
Diópsido	Jadeite	Aragonite	Biotite	Biotite	Feld.
Ortopiroxenas	Ortopiroxenas	Olivinas	Clorite	Clorite	Alcalino
	s	Diópsido	Plagioclase	Plagioclase	Biotite
Serpentinas	Glaucofana	Tremolite	Feldspato alcalino	Feldspato alcalino	Moscovite
Tremolite	Horneblenda	Volastonite	Pirofilita	Andaluzite	Clorite
Clorite	Actinolite	Talco	Andaluzite	Silimanite	Granadas
Talco	Epidoto	Flogopite	Silimanite	Silimanite	Silimanite
Flogopite	Lausonite	Periclase	cianite	Granada	Cianite
Antofilita	Plagioclase	Idiocrase	Granada	Jadeite	Andaluzite
	Biotite	Granadas	Estauroilite	Lausonite	Cordierite
	Zeólitos	Escapolite	Cloritóide	epidoto	Aegirina
Cromite	Quartzo	Pirite	Cordierite	Cordierite	Crossite
Magnetite	Calcite	Pirrotite	Turmalina	Calcite	Stilpnomeliana
	Esfena		Caulinite	Caulinite	Hematite
	Granadas		Ilmenite	Zeólitos	magnetite
	Magnetite		magnetite	magnetite	
	Ilmenite				

Os protólitos das rochas ultrabásicas são peridotitos, piroxenitos, dunitos. Os das rochas básicas são basaltos, gabros e rochas relacionadas. As rochas carbonatadas são derivadas de calcários, calcários margosos, dolomias.

As rochas aluminosas são também designadas pelíticas sendo os protólitos argilosos, se bem que granitos peraluminosos também possam ser incluídos. As rochas quartzo-

feldspáticas são derivadas de protólitos granitóides, mas também de arcoses e de litoarenitos. Os protólitos das rochas siliciosas incluem quartzarenitos, quartzovaques, chertes e cinzas vulcânicas.

Os minerais que ocorrem nas rochas metamórficas indicam-nos as condições de P e T em que estas se formaram. Vejamos os quadros seguintes:

Minerais no metamorfismo		
<u>Baixo grau</u>	<u>grau intermédio</u>	<u>alto grau</u>
<u>Epídoto</u>	<u>epídoto</u>	olivina
Prenhite	estauroilite	<u>granada</u>
Pumpelíte	andaluzite	silimanite
<u>Tremolite</u>	<u>granada</u>	piroxena
<u>Actinolite</u>	cordierite	antofilite
Pirofilite	diópsido	biotite
Talco	<u>tremolite</u>	ortoclase
Serpentina	<u>actinolite</u>	escapolite
Clorite	horneblenda	volastonite
Cloritóide	moscovite	flogopite
Albite	biotite	espinela
Laumontite	microclina	corindo
Dolomite	plagioclase (Na-Ca)	
grafite	grafite	

Diagnósticos de condições termobarométricas
Alta T- olivina, silimanite, hiperstena, enstatite
Alta P – distena, lausonite, jadeite
Baixa P- cordierite, andaluzite
Alta P e baixa T – lausonite, glaucofana,
Baixa P e alta T – escapolite, corindo

Minerais críticos

A mineralogia observada numa rocha metamórfica indica-nos as condições P-T em que se formou. Nem todos os minerais nos indicam essas condições pois alguns possuem campos de estabilidade muito largos, o que quer dizer que se formam em condições P-T muito variadas. Os minerais ou associação mineralógica presentes

numa rocha e que nos permitem determinar as condições de P e T em que a rocha se formou designam-se por **minerais críticos** ou **associação crítica**.

Por exemplo são minerais críticos a andaluzite, silimanite e cianite, que são polimorfos de Al_2SiO_5 , mas possuem campos de estabilidade bem definidos, formando-se em condições de P-T distintas. A andaluzite é característica de baixa P e T intermédia, a cianite é característica de alta P e a silimanite é característica de alta T. Falamos assim da zona da andaluzite, da zona da silimanite, etc.

Isógrada

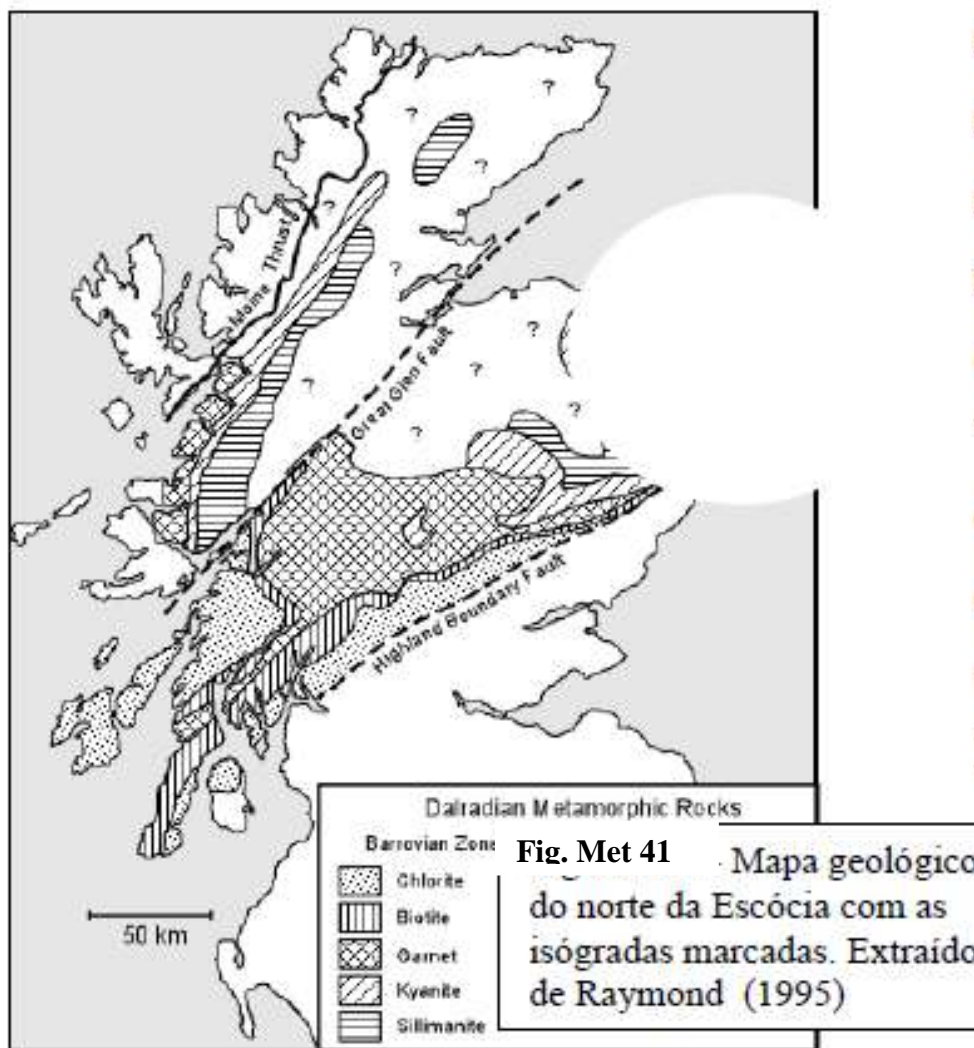
Os locais onde aparece um mineral crítico pela primeira vez são marcados nos mapas geológicos e esses locais são unidos por uma linha chamada **isógrada**.

Quando se cruza uma isógrada (ex. biotite) entra-se na zona da biotite. Assim as zonas dos diferentes minerais têm o mesmo nome da isógrada que forma a fronteira de mais baixo grau da zona respectiva.

Como as isógradas são baseadas no aparecimento do mineral e não no seu desaparecimento um mineral crítico pode ocorrer em rochas de graus mais elevados de metamorfismo. Vejamos a Fig Met. 41 – nela estão marcadas as zonas da clorite, biotite, granada, cianite, silimanite de uma região da Escócia.

As linhas que separam as zonas dos diferentes minerais marcam os locais onde o mineral crítico aparece pela primeira vez. A isógrada da cianite é a linha que separa a cianite da granada na figura Met.41.

Os minerais mais úteis para marcar as isógradas são aqueles que apresentam campos de estabilidade limitados. Por ex. o quartzo tem campos de estabilidade muito largo (forma-se em condições de P-T muito variáveis), pelo que não é usado para marcar isógradas. Contudo a biotite que também tem um campo de estabilidade muito largo é usada como isógrada em rocha pelíticas.



Vejamos como exemplo a região representada na Fig. Met. 42, onde ocorrem rochas pelíticas na seguinte sucessão:

1- filitos e micaxistos formados por:

quartzo + albite + mica branca + clorite – zona da clorite, que é o mineral crítico. A isógrada da clorite é o limite inferior da zona da clorite

2- filitos e micaxistos formados por :

quartzo + albite + mica branca + clorite + biotite – zona da biotite, que é o mineral crítico.

3- filitos e micaxistos formados por :

quartzo + albite + mica branca ± clorite + biotite + granada – zona da granada, que é o mineral crítico.

4- micaxistos formados por:

quartzo + oligoclase + mica branca + biotite + granada + estauroлите –
zona da estauroлите, que é o mineral crítico.

5- Micaxistos, gnaisses e granulitos ácidos formados por :

quartzo + oligoclase + feldspato potássico + silimanite + biotite – zona
da silimanite, que é o mineral crítico.

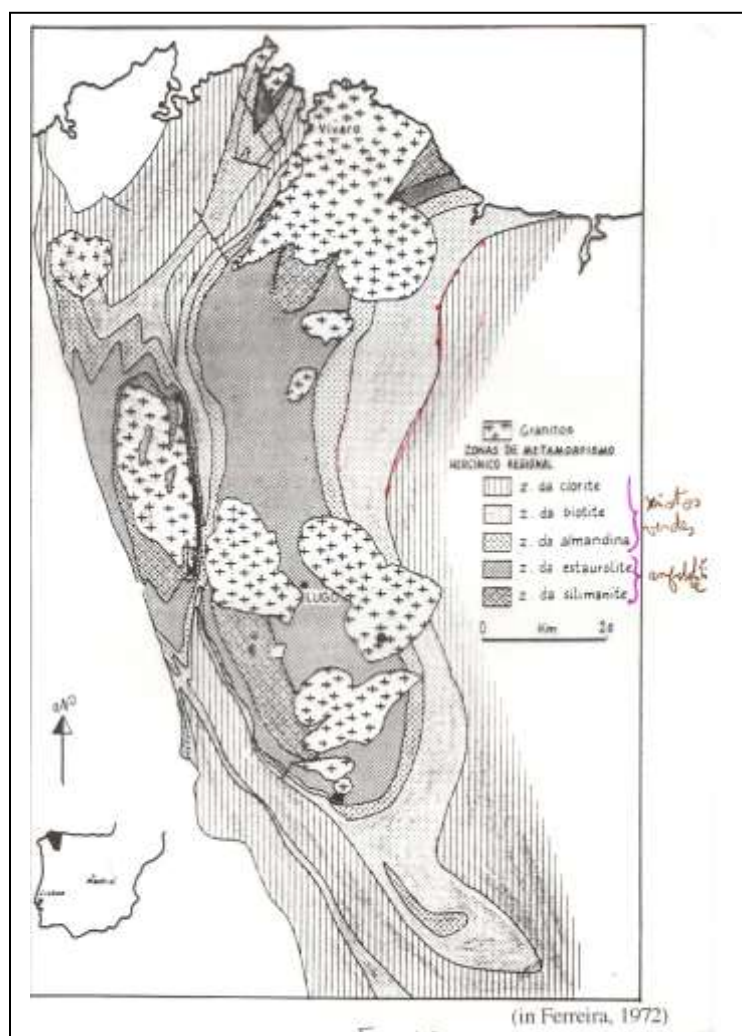


Fig.Met 42- Isógradas e zonas do NW peninsular. Extraído de Ferreira (1972)

V- REACÇÕES NO METAMORFISMO

Considerar um sistema constituído por várias fases submetido a condições específicas de T e P, que permanecem por tempo longo - os átomos vão agrupar-se na configuração mais estável, a que dá menor energia livre do sistema, e este diz-se

que está em equilíbrio. Os átomos continuam a mover-se e podem ser trocados de uma fase para outra mas o balanço final é que não há mudança na composição e na quantidade das fases presentes.

Supor que T ou P são mudadas - as fases deixam de estar em equilíbrio, algumas podem desaparecer e forma-se outras novas ou seja processam-se **reações metamórficas**.

Enquanto a crosta sofre metamorfismo há um gradiente de T pelo que a crosta como um todo não pode estar em equilíbrio térmico. Além disso há associações mineralógicas que são incompatíveis para a mesma T e P que ocorrem em rochas diferentes, que estão muito próximas. Então a crosta não está em equilíbrio térmico ou químico. Mas assume-se que qualquer parte de um complexo rochoso submetido a metamorfismo está em equilíbrio se for suficientemente pequeno - equilíbrio local.

As reações químicas que ocorrem no metamorfismo são do tipo:

- **reações sólido-sólido** – dão-se entre as fases sólidas e não envolvem a libertação ou consumo de voláteis. Os voláteis podem fazer parte da constituição química dos minerais mas não se envolvem na reacção. Como estas reacções não dependem dos potenciais químicos dos voláteis são importantes para estimar as condições P-T de equilíbrio.

Dentro deste grupo de reacções há as **reações polimórficas**. Na Fig. Met.43 podem ver-se os campos de estabilidade dos polimorfos calcite e da aragonite.

- Se o CaCO_3 for estável num sistema pode ocorrer como calcite a T e P abaixo da curva de equilíbrio e como aragonite a P e T acima dessa mesma curva
- Isto explica porque é que ocorre aragonite em terrenos metamorfisados em condições de alta P.
- Se a curva de equilíbrio experimental é precisa e se associação mineralógica for de equilíbrio então a presença de um polimorfo pode ser usada para determinar P e T de formação da rocha

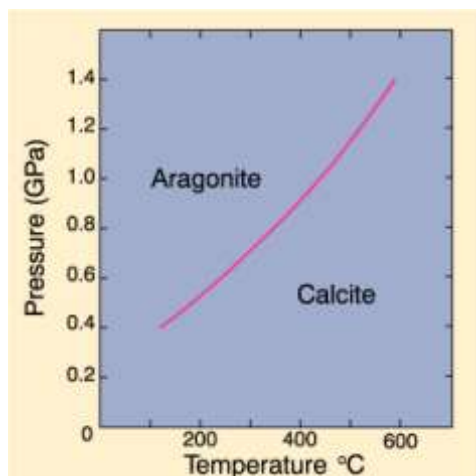


Fig. Met 43- campos de estabilidade da calcite e aragonite; extraída de Winter (2001)

Na Fig. Met. 44 podem observar-se os campos de estabilidade dos polimorfos mais importantes no estudo das rochas metamórficas pelíticas, a andaluzite, a silimanite e a cianite (distena).

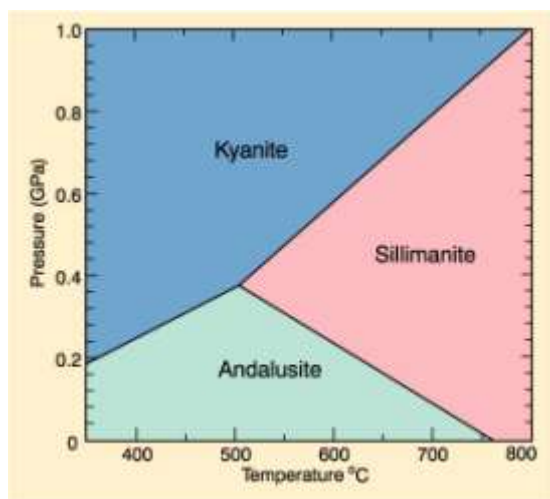


Fig. Met 44 - campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 . Extraído de Winter (2001).

Independentemente de outros minerais presentes ou da fase fluida a andaluzite transformar-se-á em silimanite com o aumento de T.

A presença da andaluzite indica baixas pressões e de acordo com a Fig.

Met.44 $P < 0.38$ GPa.

A presença de dois polimorfos numa rocha é tomada como indicando que as condições do metamorfismo correspondem às condições P-T da curva univariante que separa o par de minerais. Se os dois minerais estiverem em equilíbrio (e este é inferido pela textura) e houver uma determinação independente de P ou de T então é possível determinar o outro parâmetro a partir da curva. Se os 3 polimorfos coexistirem em equilíbrio então as condições P-T serão cerca de 500° C e 0.38 GPa.

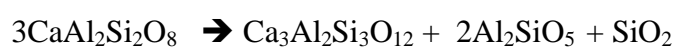
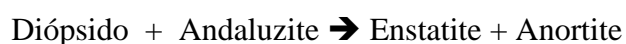
A variação da energia livre entre dois polimorfos é pequena, mesmo em condições de várias dezenas de graus depois da curva de equilíbrio. Isto quer dizer que há pouca tendência para que estas reacções se processem, sendo comuns relíquias metastáveis de um polimorfo no campo de estabilidade do outro.

Os polimorfos em coexistência podem representar condições de desequilíbrio – quando são metastáveis- ou então existe polimetamorfismo.

Observando as texturas pode-se distinguir se há substituição parcial ou se as fronteiras entre os grãos são regulares e se eles se contactam normalmente, indicando que há equilíbrio.

Outro tipo de reacção **sólido-sólido** envolve minerais de diferentes composições, pelo que tem de haver difusão dos componentes químicos de um lugar para outro para que a reacção se processe. Estas reacções também fornecem indicações termobarométricas, mas devido à existência de soluções sólidas é necessário conhecer a composição química dos minerais envolvidos, pois a localização das curvas que representam a reacção num digrama P-T depende da composição dos minerais (ver Fig. Met. 45).

Outros exemplos de reacções sólido-sólido



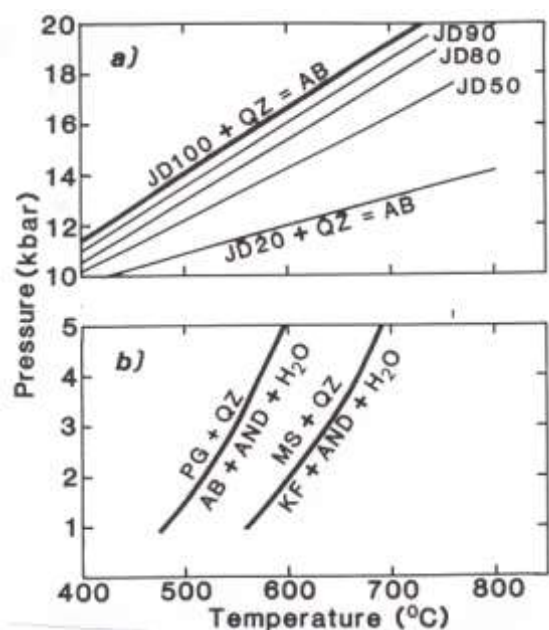


Fig. Met. 45 – variação na posição das curvas de reacções com a variação da composição química das fases intervenientes. Extraído de Yardley (1991).

- **Reacções de desvolatilização** – provocam a libertação de voláteis. Se o volátil for água são **reacções de desidratação**, que são as mais importantes no metamorfismo, ocorrendo na maioria das transformações metamórficas. Se o volátil for CO₂ são chamadas **reacções de descarbonatação**.

Estas reacções não dependem só de P e T mas também da pressão de fluidos. Considerar uma das reacções seguintes. Aplicando o princípio de Le Chatelier observa-se a dependência da reacção da pressão da água.

A Fig. Met..46.a. mostra como o campo da silimanite fica expandido se P de água for menor do que a P litostática. A temperatura da isógrada diminui.

Exemplos das reacções de desidratação:

Moscovite + quartzo → silimanite + feldspato potássico + H₂O

Moscovite → corindo + feldspato potássico + H₂O

Andaluzite + biotite + quartzo → granada + cordierite + feldspato potássico + H₂O.

A P de água pode ficar menor que P litostática se houver desidratação da rocha ou se houver outro fluido na fase volátil além da água.

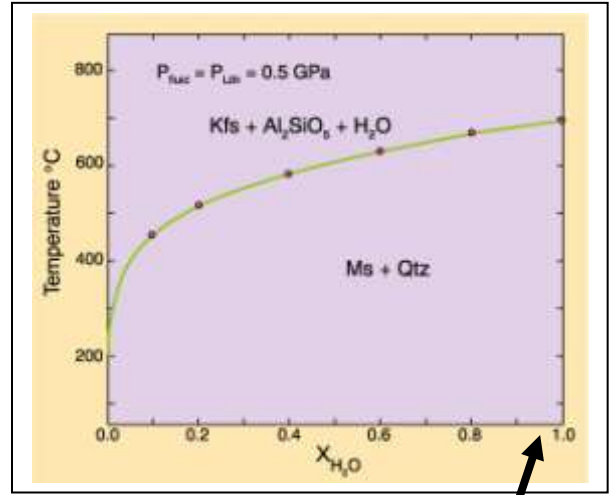
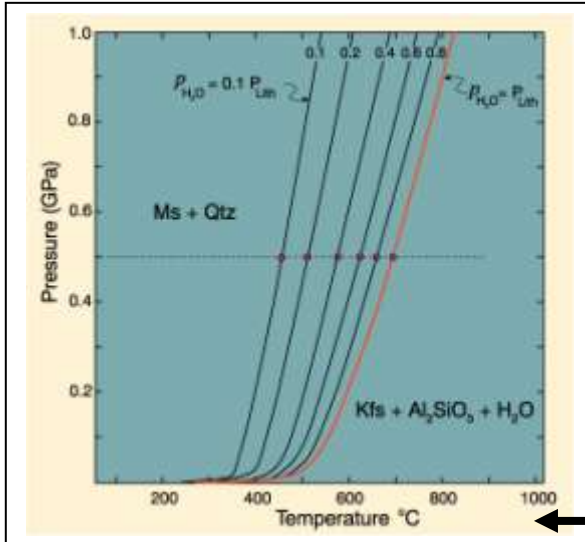


Fig.Met 46a

Fig.Met 46 b

Extraído de Winter (2001).

Para representar estas reacções são usados os diagramas: T- X_{fluido} (onde X fracção molar de fluido) (Fig. Met. 46 b). Como a P é também uma variável estes diagramas são criados para uma P específica. A Fig.Met..45 mostra o digrama P-T e o diagrama T- X_{H_2O} para uma pressão de 0,5 GPa.

As reacções de descarbonatação são muito importantes no metamorfismo de rochas carbonatadas. Estas reacções são frequentemente representadas em diagramas T- X_{CO_2} (Fig.Met..47)

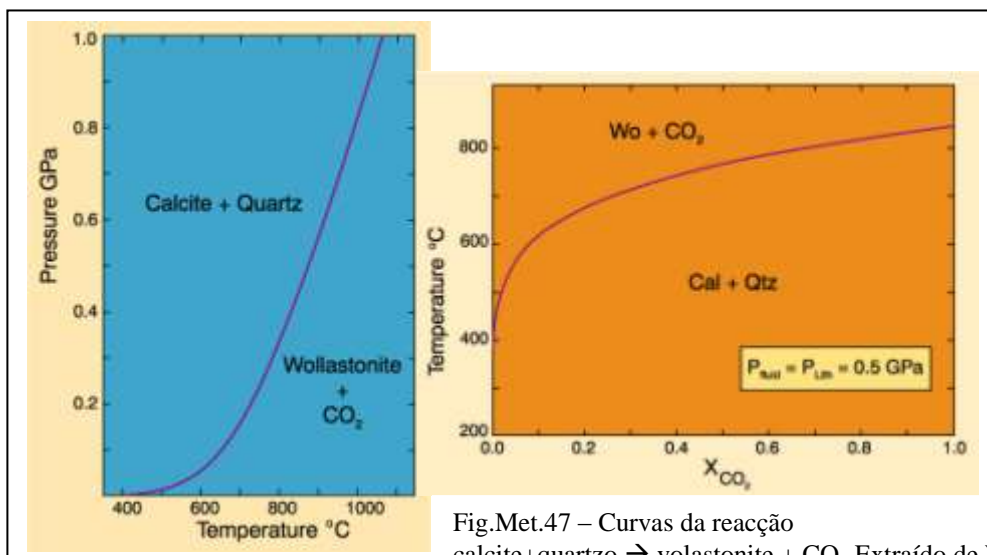
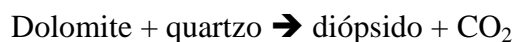


Fig.Met.47 – Curvas da reacção calcite+quartzo → volastonite + CO₂ Extraído de Winter (2001).

Exemplos de reacções de descarbonatação:



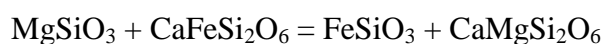
Os voláteis H₂O, CO₂, CH₄, N₂ e H₂ são libertados pelas reacções de desvolatilização- as condições em que ocorre a desvolatilização dependem da pressão dos fluidos nos poros das rochas. Para uma dada P, a temperatura necessária para que se processe uma reacção que liberte gás, está dependente da pressão parcial desse gás nos poros. A pressão máxima nos poros depende da pressão litostática e da resistência à tensão – força para além da qual a rocha sofre fractura hidráulica e não haverá mais subida da pressão de fluidos nos poros. Assume-se que Pfluidos=Plitostática pois a situação de fractura hidráulica é pouco verosímil e as rochas são assumidas como suficientemente permeáveis para que o fluido gerado escape sem fracturação.

As reacções de desidratação provocam aumento de volume a P baixas a intermédia o que origina fracturas por onde há movimentação de fluidos. Além disso o metamorfismo é acompanhado e deformação o que origina redes alongadas de microfracturas ao longo das fronteiras dos grãos ou dentro deles aumentando a porosidade. Estes fluidos tendem a ascender e a rocha pode perder totalmente os fluidos; mas ficam sempre alguns ou nos espaços entre as junções triplas de minerais.

A mais altas P a água é mais compressível e não há aumento de volume com a desidratação, há diminuição- a desidratação não provoca fracturas. Com o aumento de T a quantidade de voláteis vai diminuindo e se não houver deformação não haverá mais fracturas- nestas condições a recristalização metamórfica corta os canais e as fracturas em poros isolados por fases sólidas.

- **Reacções de troca iónica**

Troca recíproca de componentes químicos entre 2 ou mais minerais. São a base de muitos geobarómetros e geotermómetros. Um exemplo é dado pela troca de Fe e Mg entre a granada e a biotite coexistentes (Fig. Met. 48 a.)



Flogopite + almandina → anite(biotite) + piropo

(notar que as fórmulas químicas estão simplificadas)

A proporção pela qual o Mg e Fe são distribuídos pela granada e biotite é mais ou menos constante, independentemente da composição dos minerais, mas está dependente da temperatura (Fig. Met.. 47b). Essa razão Mg/Fe entre os dois minerais é o **coeficiente de distribuição** – $K_D = (Mg/Fe)_{granada} / (Mg/Fe)_{biotite}$.

O K_D tende para um com o aumento de T, pois com o aumento de T a substituição do Fe e Mg na malha dos minerais fica mais facilitada.

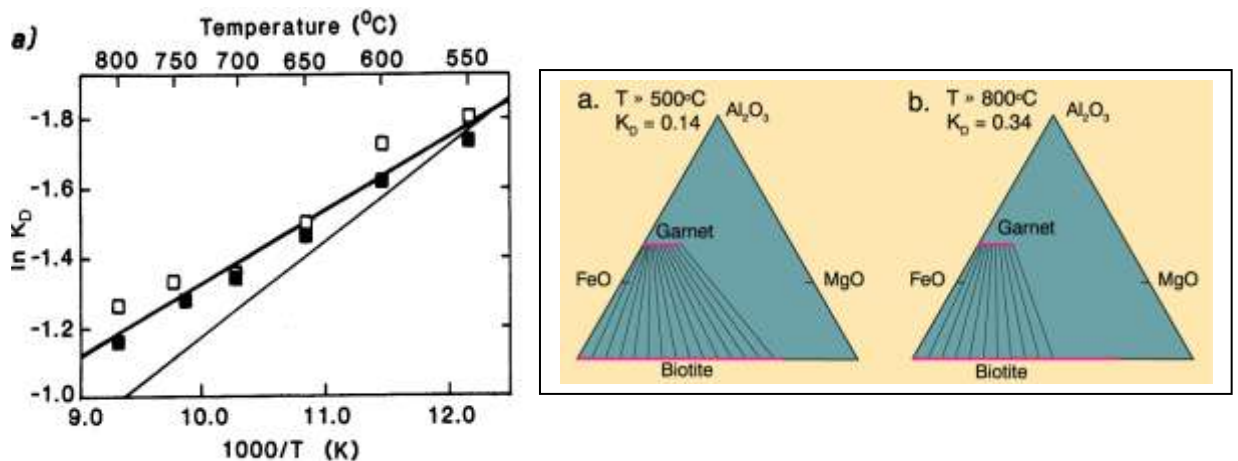
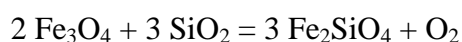
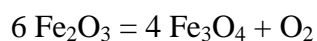


Fig.Met.48- a- geotermómetro biotite-granada; b- diagrama AFM onde se representam as composições da biotite e granada coexistentes, com o aumento de temperatura

• Reacções de oxirredução

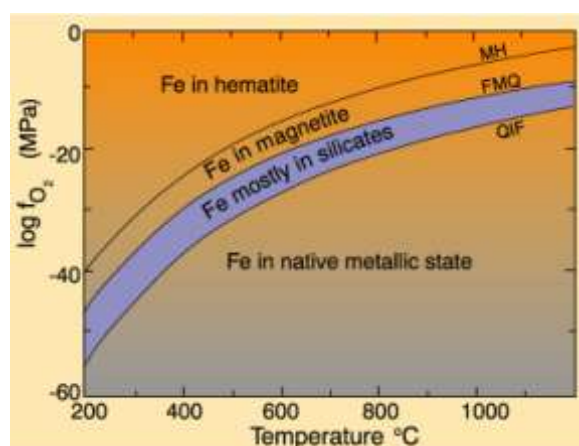
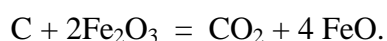
Envolvem mudança no estado de oxidação do elemento, que é, na maioria das vezes, o ferro.



A uma dada pressão a existência destes minerais tamponiza a PO_2 , independentemente da quantidade de minerais presentes.

A P_{O_2} nas rochas metamórficas é muito pequena (Fig.Met.49), pelo que este elemento não participa na maioria das reacções metamórficas, contudo quando o O_2 ou o H_2 estão a ser produzidos por reacções, então o fluido pode ficar com grandes quantidades destes gases e as reacções redox podem ocorrer.

Por exemplo pelitos de alto grau de metamorfismo têm a mesma quantidade de Fe do que sedimentos pouco metamorfisadas, mas o ferro ocorre com maior quantidade de Fe^{2+} . Do mesmo modo a quantidade de carbono presente como grafite é muito menor. Durante o metamorfismo o carbono combina-se com o ferro oxidado para produzir CO_2 que se liberta e deixa minerais enriquecidos em ferro ferroso, como exemplificado pela reacção:



Na serpentinização o Mg e Si da olivina reagem com água para produzir serpentina, mas o Fe da olivina combina-se com o O_2 da água e produz magnetite e liberta H_2 - as condições ficam tão redutoras que se podem formar as ligas de Fe-Ni.

Fig. Met. 49 – formas de existência do ferro em função de T e de fugacidade de O_2
Extraído de Winter (2001)

A ocorrência deste tipo de reacções leva ao desaparecimento da grafite.



Há associações minerais que fixam os valores de algumas variáveis tais como a quantidade de O_2 do sistema - são os tampões químicos. Uma associação que contenha magnetite e hematite fixa a quantidade de O_2 na fase fluida independentemente da quantidade dos minerais presentes. Portanto a associação MH- magnetite-hematite é um tampão químico da fugacidade do oxigénio.

Vejamos a reacção $3\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 1/2 \text{O}_2$

há 3 fases e 3 componentes logo há 2 graus de liberdade. Assim embora a quantidade de O_2 seja variável é sempre a mesma para qualquer valor específico de P e T - f_{O_2} é variável dependente.

Outros tampões químicos do O_2 são FQM- failaite-quartzo-magnetite e QIF-quartzo-ferro metálico-failite (Fig. Met. 49)

Diagramas de fase

A regra das fases diz que $F = C - \phi + 2$, onde ϕ é o número de fases (minerais) C é o número dos componentes químicos, SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , etc. e F é o número de graus de liberdade do sistema ou variáveis ambientais, que são pelo menos dois, P e T. Deste modo fica que $\phi \leq C$ - Regra das Fases Mineralógicas de Goldschmidt.

Os componentes são os óxidos que formam as rochas, geralmente 10-12 (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O). Como alguns elementos químicos se substituem mutuamente na malha dos minerais (Ti por Al, Mn por Fe) e outros aparecem em pequenas quantidades (P) o número de componentes reduz-se para 7. Assim o número de minerais em equilíbrio numa rocha metamórfica será 7; mas projectar associações de 7 minerais num espaço tridimensional é difícil. Para diminuir este problema considera-se que os sistemas metamórficos são saturados em alguns minerais, (que estarão sempre presentes) e que os voláteis são móveis, pelo que a sua representação nos diagramas de fase não é necessária.

Deste modo a definição de componente químico é variável. Vejamos o caso do SiO_2 e Al_2O_3 . Não precisamos de os considerar como dois componentes se eles só aparecerem na rocha como Al_2SiO_5 . Se o quartzo não participar em reacções podemos ignorar o componente SiO_2 . Se estiver sempre presente na rocha também é ignorado.

Geralmente as associações metamórficas são projectadas em diagramas triangulares, mas mesmo assim ainda há mais do que 3 componentes. Fazem-se as seguintes assumpções:

TiO₂ vai para rútilo ou esfena

Fe₂O₃ ocorre em pequena quantidade e pode ignorar-se

MnO substitui o FeO - logo juntam-se

MgO e FeO substituem-se mutuamente, logo juntam-se

A água está em excesso logo podemos ignorar H₂O

CO₂ está em excesso ou ausente dependendo do tipo de rocha

Mais alguma simplificações:

- SiO₂ está sempre presente como quartzo (excepto para rochas muito pobres em SiO₂)
- Na₂O ocorre sempre como albite (excepto para associações de muito alta pressão ou muito sódicas)
- K₂O está sempre presente como moscovite ou feldspato potássico.
- CaO está presente como calcite ou plagioclase
- Aplicando estas simplificações a maioria das associações pode ser representada em diagramas de 3 componentes. Ou seja o que se faz é representar num diagrama triangular os 3 óxidos que estão presentes na maioria das associações minerais de uma dada rocha ou rochas que se estudam.

Limitações das simplificações

Ter em atenção que:

- Mn pode formar a granada espersatina.
- Na pode ocorrer como riebeckite ou paragonite em rochas ricas em Na, ou como gaucofana e jadeíte em associações de altas pressões
- FeO e MgO nem sempre se substituem totalmente. Nos diagramas AFM são projectados em separado.
- Al pode ir para granada ou turmalina (se houver B).
- Os minerais não têm composições simples e ideais.
- A composição dos minerais depende da composição global da rocha.

Seguir os passos:

1. Rearranjar as fórmulas dos minerais de acordo com os óxidos constituintes:

Silimanite-andaluzite-cianite - Al_2SiO_5 fica $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$

volastonite - CaSiO_3 fica $\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$.

2. projectar os minerais na sua posição própria no diagrama triangular escolhido.
Por ex. Diagrama- Al_2O_3 , CaO e SiO_2 .

Silimanite-andaluzite-cianite ficam a meio entre os vértices Al_2O_3 e SiO_2 (1 mole de sílica por 1 mole de alumina)

Volastonite a meio entre SiO_2 e CaO (1 mole de sílica por 1 mole de CaO).

anortite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ contém 1 mole de CaO , 1 mole de Al_2O_3 e 2 moles de SiO_2 , projecta-se a meio do diagrama.

3. O passo final é o mais difícil. Para qualquer 3 componentes no sistema apenas 3 minerais podem coexistir em equilíbrio numa dada rocha, ou seja para uma dada composição. Mas qual dos sete possíveis minerais mostrados no diagrama representam a associação? A resposta está na análise cuidadosa das lâminas e amostras de mão. Ou seja as linhas que representam as associações (Fig. Met. 50) foram determinadas durante muitas horas ao microscópio.

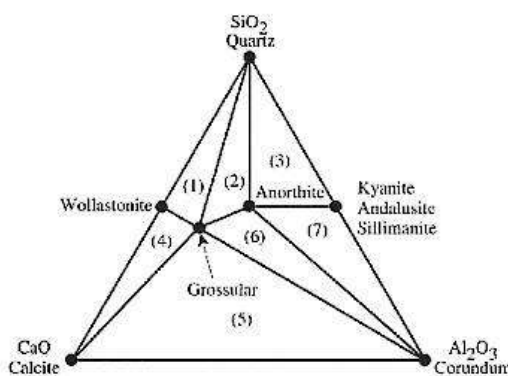


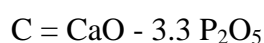
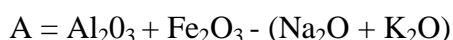
Fig. Met. 50- Exemplo de diagrama de fases metamórficas- diagrama chemográfico

Devemos lembrar também que cada diagrama representa condições particulares de P e T, ou seja para novas condições ambientais outros minerais terão de ser representados e as linhas que os unem podem mudar.

Diagrama ACF

As composições das rochas e minerais são projectadas em termos de 3 pseudo componentes ACF, que são derivados dos componentes químicos. Este diagrama é usado para mostrar os minerais críticos que se formam durante o metamorfismo.

Minerais que são estáveis num largo intervalo de P-T não se representam; os não considerados são a albite, feldspato-K, micas, magnetite, esfena e apatite. O quartzo assume-se como sempre presente, assim como a água.



Al_2O_3 e Fe_2O_3 estão combinados porque são geoquimicamente semelhantes, substituindo-se um ao outro, o mesmo acontece com FeO , MgO e MnO .

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ é subtraído do vértice A para tomar em consideração o Al que está nos feldspatos, que não são projectados. Se isto não for feito uma rocha será projectada erradamente muito perto do vértice A. A quantidade é retirada ao CaO para corrigir o número de moles de CaO na apatite, que não se projecta, pois está sempre presente nas rochas.

A projecção é feita usando proporções moleculares, que se obtêm dividindo a % em peso de cada óxido pelo peso molecular respectivo. Também se representam os minerais para se fazer a interpretação da composição da rocha.

A Fig. Met 51, mostra a projecção de alguns minerais neste diagrama. Os minerais podem projectar-se como pontos (silimanite, dolomite), como linhas, ou como regiões (horneblenda), dependendo do grau de solução sólida e da variabilidade composicional de cada mineral)

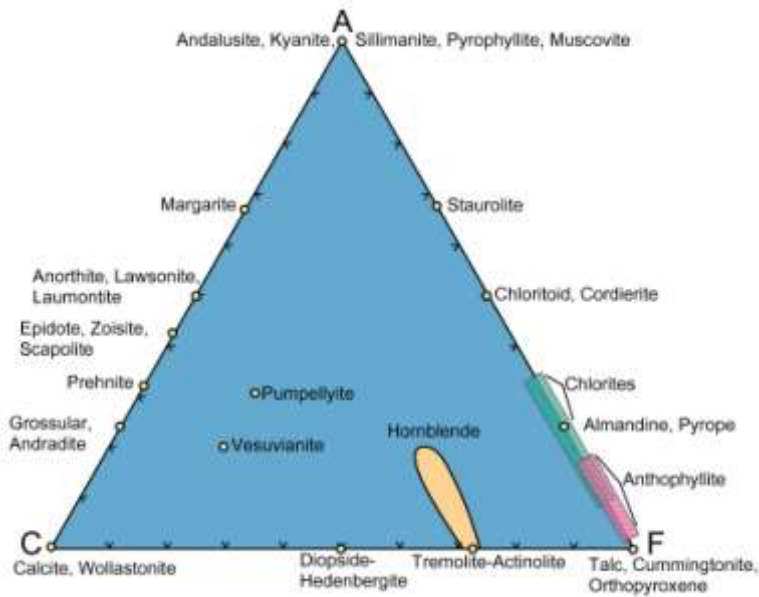


Fig. Met 51 – Diagrama ACF. Segundo Ehlers e Blatt (1982) e Miyashiro (1994) e extraído de Winter (2001)

Diagrama AKF ou A'KF

Um diagrama usado simultaneamente é o AKF, (Fig. Met. 52) útil para mostrar as relações entre os minerais que têm K₂O (micas e K-feldspato). Muitas vezes aparece ao lado do diagrama ACF numa posição invertida – A'KF (Fig. Met 52b)

$$A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$K = K_2O \quad e$$

$$F = FeO + MgO + MnO$$

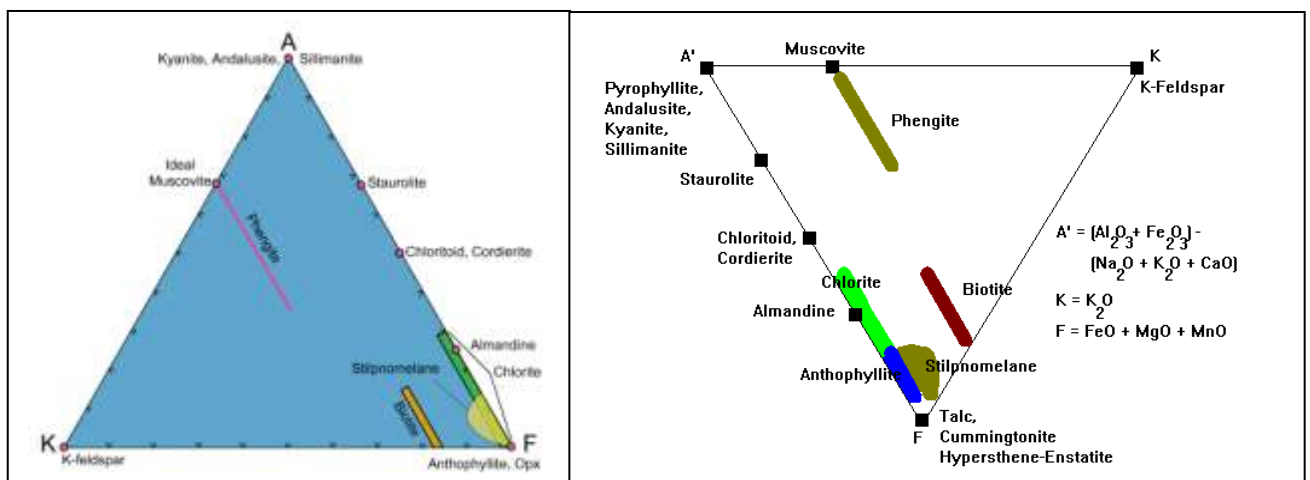


Fig. Met 52 – a) Diagrama AKF. Segundo Ehlers e Blatt (1982) e extraído de Winter (2001); b) diagrama A'KF segundo Dutchs (2009)

Diagrama AFM

Usado para representar as composições dos metapelitos. Baseado no tetraedro $K_2O-Al_2O_3-FeO-MgO$. Permite a representação separada de FeO e MgO. Em muitos metapelitos há muitos minerais ferromagnesianos coexistentes, com diferentes valores do cociente $Fe/(Fe+Mg)$ e compreender as relações de fase nessas rochas depende da representação dos cociente entre o Fe e o Mg. A representação de diagrama de 4 componentes (Fig. Met 53) no plano do papel é difícil e por isso o que se faz é projectar os pontos localizados no interior do tetraedro, numa das faces deste ou numa extensão de uma face.

A técnica usa um ponto de projecção (composição da moscovite ou do K-feldspato) para projectar todas as rochas e minerais na face AFM do tetraedro. Isto é correcto desde que todas as associações mineralógicas contenham moscovite ou K-feldspato.

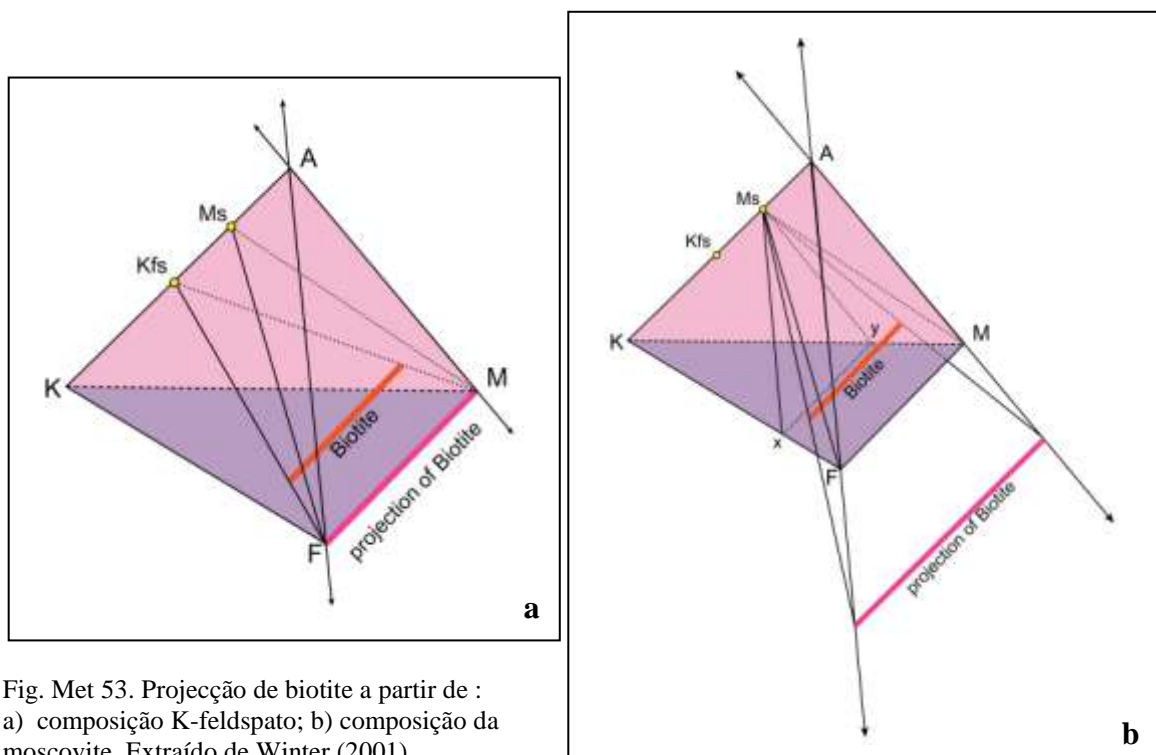


Fig. Met 53. Projecção de biotite a partir de :
a) composição K-feldspato; b) composição da moscovite. Extraído de Winter (2001)

A composição de uma rocha ou mineral (por ex. *biotite*), localiza-se dentro do tetraedro ou numa das suas faces. A projecção a partir do K-feldspato (Fig. Met 53a) envolve desenhar uma linha desde Kfs que passe por *biotite* até encontrar a face AFM em *projection of biotite*. Neste caso a projecção coincide com a aresta FM. Se a

projectação for a partir da moscovite a projectação da biotite localiza-se na parte negativa do diagrama (Fig. Met.53b). Composições pobres em K, projectam-se na parte positiva do diagrama, enquanto composições ricas em K, por ex. a da biotite caem na parte negativa do diagrama.

Muitos minerais ferromagnesianos têm razões variáveis de Fe/(Fe+Mg) e projectam-se ao longo de linhas horizontais com valores de A constantes. O feldspato potássico projecta-se para lá da biotite num ponto arbitrário (em $-\infty$).

Nestes diagramas $A = Al_2O_3 - 3K_2O$ se a projectação for a partir da moscovite e $A = Al_2O_3 - K_2O$ se for a partir do K-feldspato.

Vejamos a projectação da biotite $KMg_2FeSi_3AlO_{10}(OH)_2$ no diagrama AFM considerando que a moscovite está presente na associação mineralógica (Fig. Met. 54)

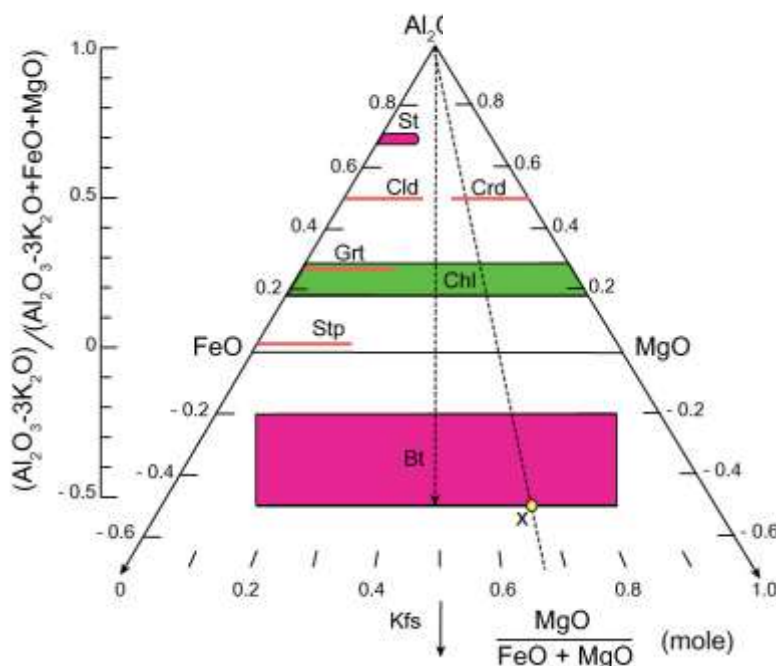


Fig. Met 54- Projectação da biotite e outros minerais no diagrama AFM. Extraído de Winter (2001)

Os diagramas AFM, ACF e AKF são os mais usados, mas outros diagramas são usados para outro tipo de rochas (Fig. Met 54 e Met 55).

Diagrama CFM

Este diagrama é usado para metabasitos e considera-se que a rocha está saturada em quartzo, plagioclase, magnetite e K-feldspato (Fig. Met 55).

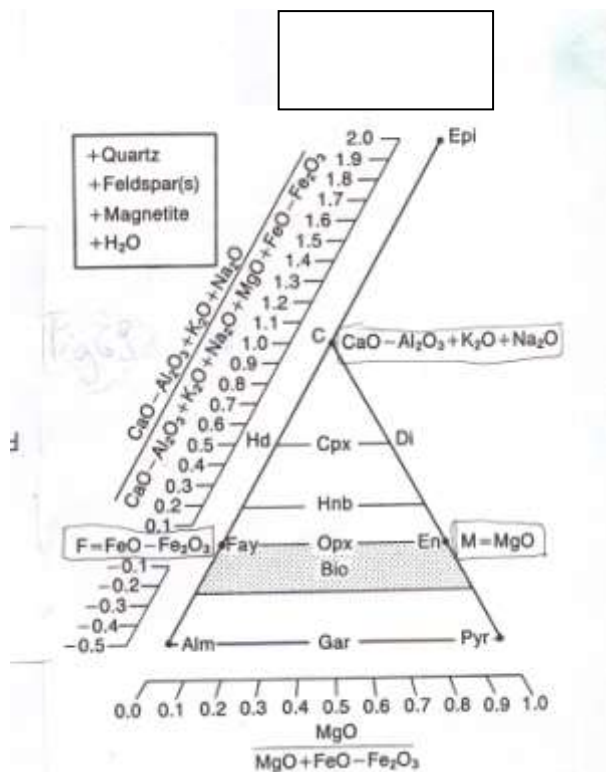
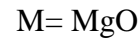
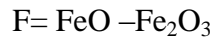
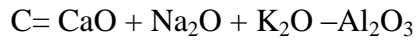


Fig. Met 55- Diagrama CFM.
Extraído de Raymond (1995)

Diagrama – SiO_2 - CaO - MgO

Usado em rochas carbonatadas e ultrabásicas

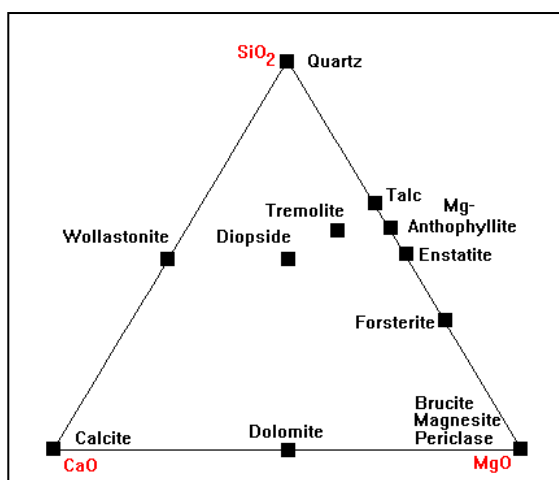


Fig. Met 56- Diagrama SiO_2 - CaO -
 MgO com a mineralogia das rochas
carbonatadas. Segundo Dutch (2009)

Este diagrama (Fig. Met. 56 e 57), ilustra o uso dos diagramas triangulares no estudo das rochas metamórficas. Vejamos:

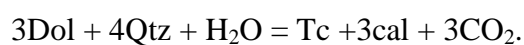
Em qualquer campo de estabilidade de um diagrama estarão presentes 3 fases, pois há dois graus de liberdade (P e T). Quando uma reacção está em equilíbrio está numa curva de reacção P-T o número dos graus de liberdade (F) será um. Se T variar P também deve fazê-lo para que o sistema se mantenha nas condições da curva de equilíbrio. Se as condições ficarem diferentes das da curva então a reacção vai deslocar-se numa direcção ou noutra até que se complete. Então enquanto um reacção está em progresso $F=1$ e ϕ (número de fases) =4. Podemos ter 4 fases de vários modos:

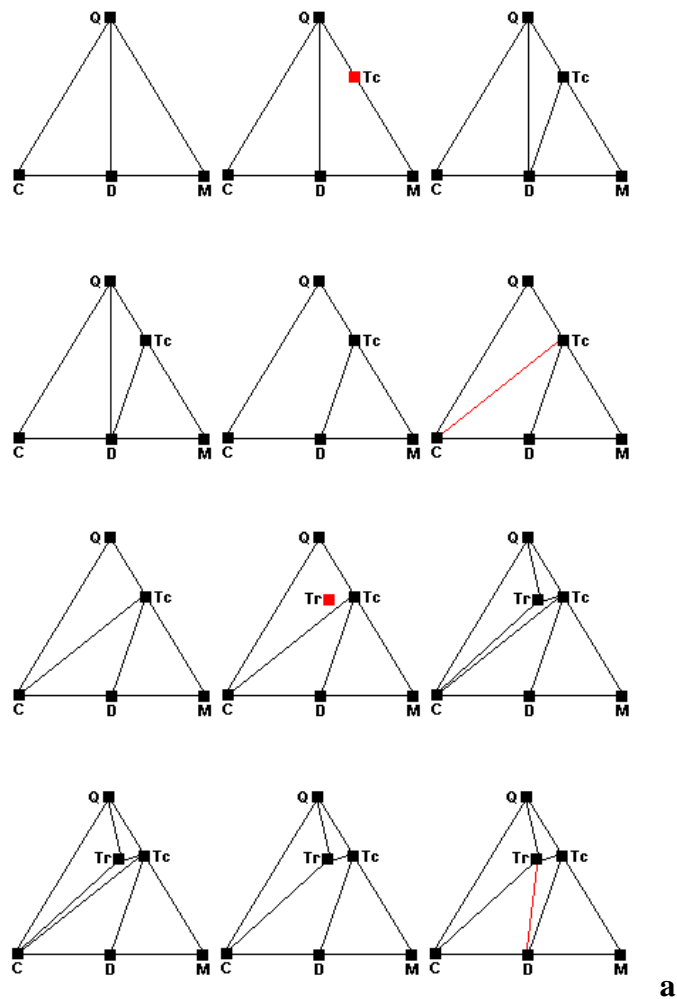
- Uma linha pode desaparecer criando um quadrilátero com as 4 fases nos vértices. Conforme a reacção se completa o quadrilátero será dividido por outra diagonal diferente daquela que desapareceu.
- Pode formar-se outra fase no interior do campo. Com o completar da reacção novas linhas unirão a nova fase aos vértices do campo e este será tri-dividido.
- Pode aparecer uma nova fase na fronteira do campo. Com o completar da reacção uma nova linha irá ligar a nova fase ao vértice oposto de campo e o campo será dividido em dois

O metamorfismo de rochas carbonatadas ilustra as possíveis trocas (Fig. Met 57)

O 1º diagrama mostra a associação estável em calcários diagenéticos quartzo+calcite+dolomite+magnesite é representada pelos vértices do triângulo Qtz-Cc-Do-Mg. Esta associação representa a associação estável para o campo divariante da grelha petrogenética onde está inserida.

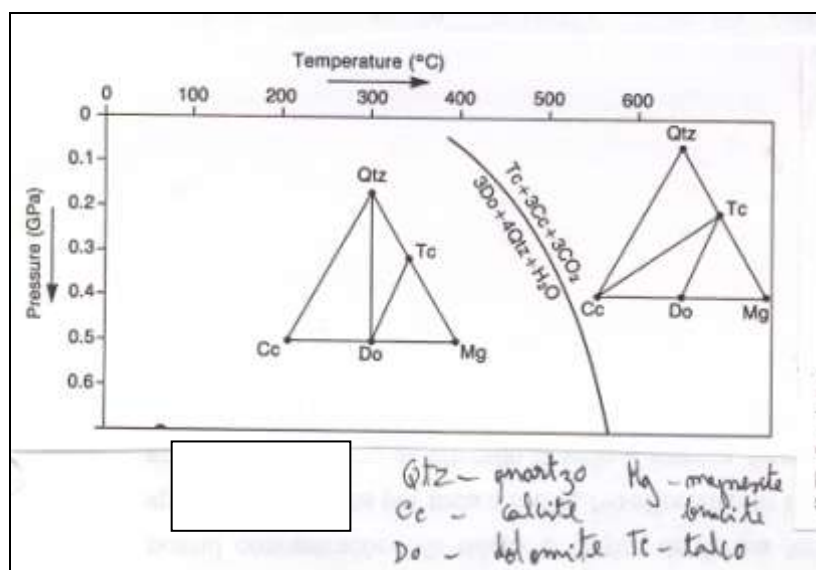
Cerca dos 400 °C o talco forma-se pela reacção $3\text{Mag} + 4\text{Qt} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tc} + 3\text{CO}_2$. Apareceu o ponto que representa o talco na face Q-M. Com o completar da reacção Qt e Mag ficam incompatíveis e forma-se nova linha a unir talco a dolomite. Por volta dos 450 °C a dolomite deixa de ser estável com o quartzo e ocorre a reacção





a
b

Fig. Met 57 – a) Diagramas ilustrativos das reacções e associações no metamorfismo de rochas carbonatadas (Segundo Dutchs, 2009); b) parte da grelha petrogenética das rochas carbonatadas mostrando a reacção $3 \text{ dolomite} + 4 \text{ quartz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{talco} + 3 \text{ calcite} + 3 \text{CO}_2$ Extraído de Raymond (1995)



A linha Qz –Dol desapareceu e o sistema fica com 4 fases no equilíbrio, representado pela curva de reacção na figura Met. 57b. Quando a reacção se completa aparece nova linha a ligar o talco com a calcite. Portanto o talco que apareceu numa fronteira vai ser ligado por uma linha à calcite, que é o vértice oposto, dividindo o campo em dois.

Por volta dos 500 °C Qt+Cal+Tc reagem e originam tremolite, aparecendo o ponto que representa este mineral no interior do campo. Com o decorrer da reacção aparecem novas linhas a ligar a tremolite com quartzo, calcite e talco. A T mais elevadas a calcite e talco reagem e desaparece a linha talco-calcite e há 4 fases no equilíbrio. Com o completar da reacção nova linha vem ligar a tremolite e a dolomite

Estas associações representadas pelos triângulos pequenos representam associações minerais estáveis para um dado leque de condições P-T. Este leque de condições P-T é representado pelas curvas de reacção na grelha petrogenética.

Se a associação mineralógica muda como resultado de variações de P ou T estas mudanças podem ser representadas de dois modos:

- **Reacções não terminais**, nas quais pares de minerais ficam instáveis e originam outros pares estáveis, como o descrito pela reacção $3 \text{ dolomite} + 4 \text{ quartzo} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{talco} + 3 \text{ calcite} + 3\text{CO}_2$.

Aqui o par dolomite-quartzo ficou instável (a linha que os ligava desaparece) e o par calcite-talco ficou estável.

- **Reacções terminais**, nas quais se formam minerais novos ou outros desaparecem do diagrama. Por exemplo $\text{magnesite} + \text{quartzo} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{talco} + \text{CO}_2$. A magnesite e o quartzo estavam ligados por uma linha e deixam de estar porque entre eles aparece o ponto que representa o talco (Fig. Met 57).

Nos diagramas as linhas que ligam pares de minerais não se cruzam e os diagramas são subdivididos em subtriângulos. Para representar as reacções terminais são adicionadas ou subtraídas linhas no diagrama para manter as subdivisões triangulares.

Ambos os tipos de reacções são descontínuas, mas há reacções contínuas no metamorfismo, que envolvem soluções sólidas. A Fig. Met 58 mostra o diagrama AFM e as composições variáveis da granada e da biotite.

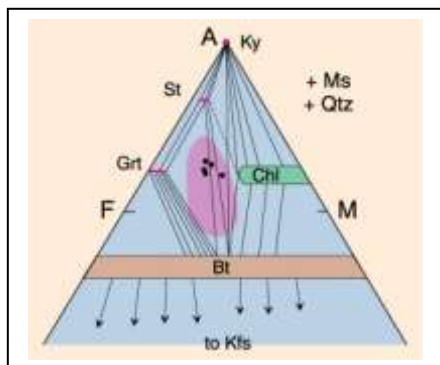


Fig. Met 58- Neste diagrama a variação da composição dos minerais é representada por várias linhas que unem as diferentes composições de cada mineral. Extraída de Winter (2001)

Pressão (P) temperatura (T) e composição química (X) são as variáveis de maior interesse no estudo das rochas metamórficas. As fronteiras dos campos de estabilidade dos minerais ou associações metamórficas podem ser representadas em função da sua dependência de P, T e X em diagramas tridimensionais. Assumindo que X é constante o plano P-T é um instrumento poderoso para mostra as associações metamórficas (Fig. Met. 59 e 60).

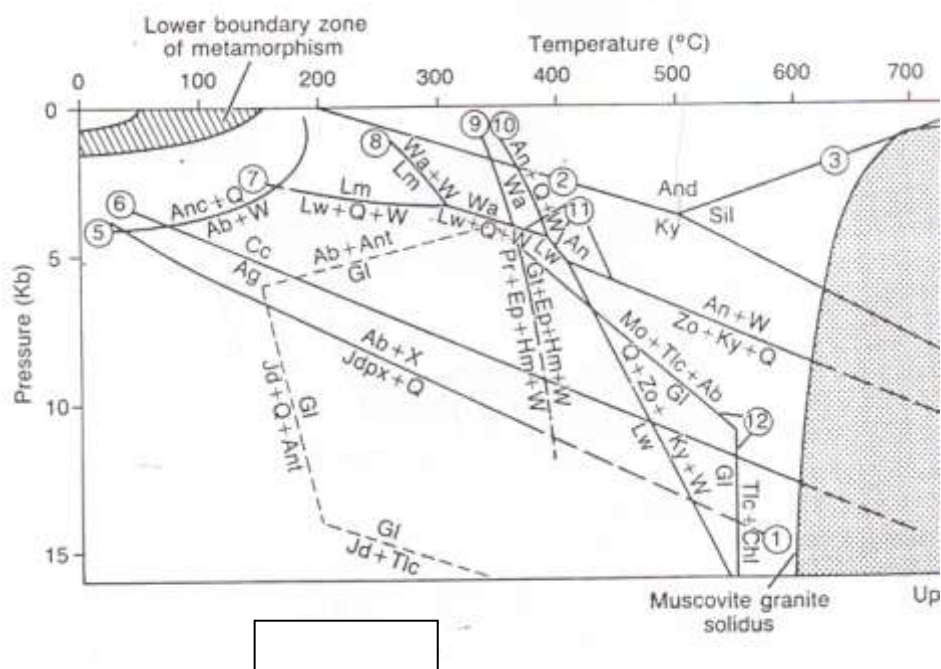


Fig. Met. 59. Grelha petrogenética para metabasitos. Extraído de Raymond (1995)

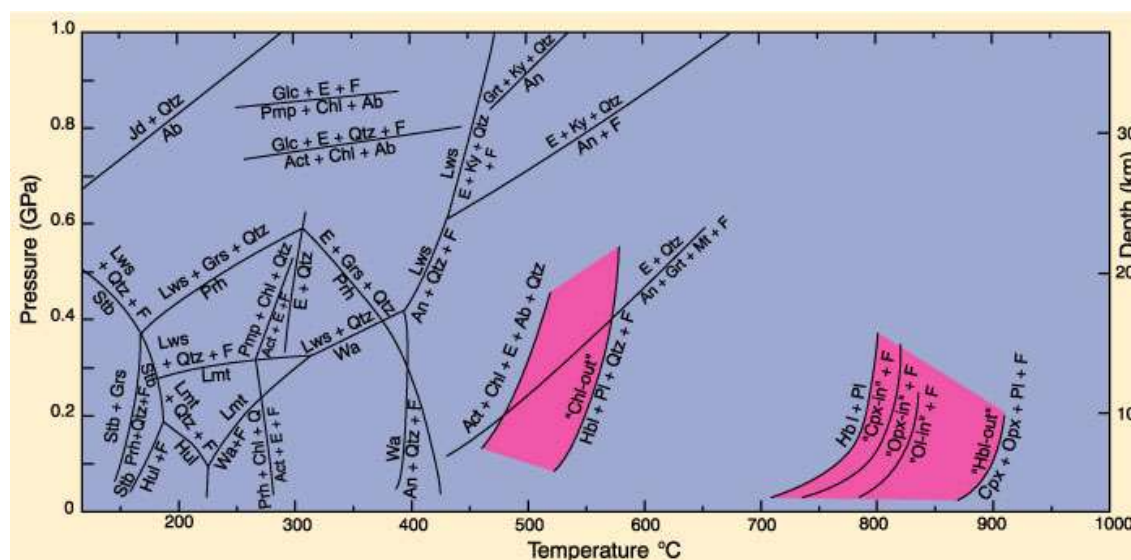


Fig. Met. 60- Grelha petrogenética para metabasitos Extraído de Winter (2001)

As grelhas petrogenéticas são diagramas de fase P-T-X para uma dada composição química que ilustram as reacções do sistema (Fig. Met 59 e Fig. Met 60)

As curvas de reacção desenhadas nestes diagramas foram obtidas experimentalmente e a sua localização indica-nos as condições de P-T em que as associações minerais se formaram.

VI- FÁCIES E SÉRIES DE FÁCIES METAMÓRFICAS

Fácies metamórficas

Ao estudar as rochas metamórficas da Noruega, Eskola concluiu que para qualquer tipo de condições P-T forma-se uma associação de minerais que reflecte a composição global do protólito original. Esta conclusão levou ao conceito de fácies metamórfica:

conjunto de rochas, representando todas as composições químicas possíveis nas rochas, que se formaram sob condições de pressão e temperatura semelhantes, de tal modo que uma dada composição química dá origem à mesma associação mineralógica.

Portanto cada rocha metamórfica, caracterizada por uma dada associação mineralógica, reflecte o seu protólito e reflecte as condições físico-químicas (P, T, e P_{fluidos}) em que se formou. Os minerais, nas diferentes rochas que constituem a fácies, são diferentes (pois a composição química das rochas é diferente), mas representam as mesmas condições P, T.

Por ex. uma rocha metamórfica pelítica contendo andaluzite+moscovite foi formada a P e T semelhantes às de uma rocha metamórfica básica contendo actinolite+epídoto, sendo cerca de 450 °C e 4 kbares. Ambas as rochas pertencem à fácies dos xistos-verdes (Fig. Met. 61).

O espaço P-T onde ocorre o metamorfismo pode ser dividido numa grelha e cada divisão da grelha corresponde a uma fácies (Fig. Met. 61).

Os nomes que são atribuídos às diferentes fácies são na sua maioria derivados dos trabalhos de Eskola e foram por ele atribuídos considerando metabasitos. Assim as rochas que dão o nome à fácies são rochas básicas. Por exemplo o anfibolito dá o nome à fácies anfibolítica.

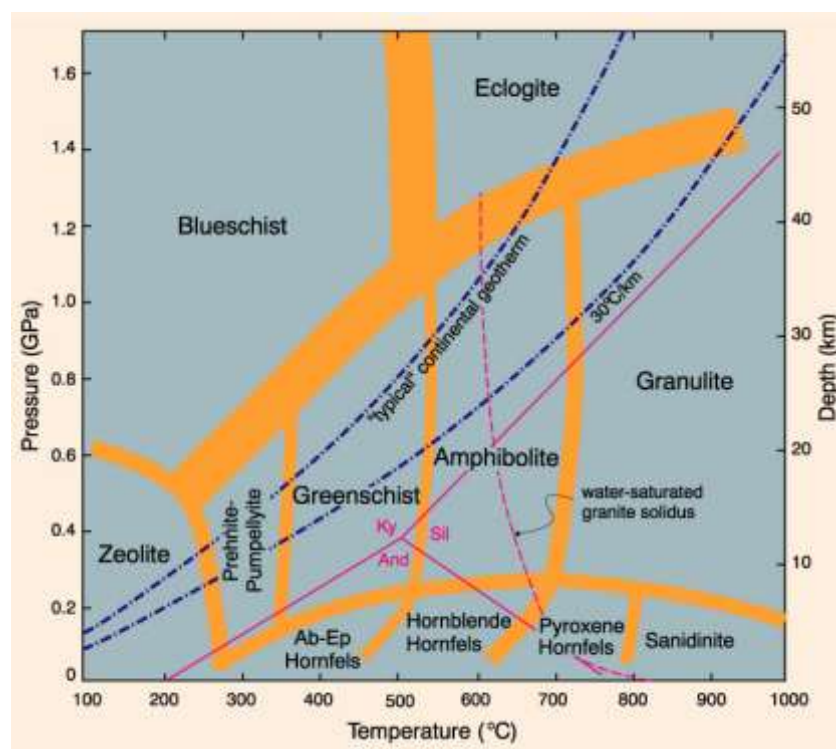


Fig. Met. 61- Fácies metamórficas. Extraído de Winter (2001)

A **fácies zeolítica** faz a transição para a diagénese.

As fácies distintivas de baixa pressão e alta temperatura, características do metamorfismo de contacto são:

Fácies das corneanas com albite e epidoto

Fácies das corneanas hornoblêndicas

Fácies das corneanas piroxénicas

Fácies sanidínica

As fácies distintivas de pressão intermédia e temperatura alta, características do metamorfismo orogénico são:

Fácies dos xistos verdes

Fácies anfibolítica

Fácies granulítica

As fácies de alta pressão e baixa temperatura, características do metamorfismo de afundimento ou estático são:

Fácies zeolítica

Fácies da prenhite-pumpeleite

Fácies dos xistos-azuis.

As fácies de pressão intermédia e temperatura alta e as fácies de alta pressão e baixa temperatura são fácies de metamorfismo regional. Existe ainda a **fácies eclogítica**, de muito alta P e temperatura variável (Fig. Met. 60).

As fronteiras entre as fácies são definidas por reacções metamórficas específicas. É claro que as reacções são diferentes para cada tipo de protólito. Por exemplo para protólitos pelíticos a transição entre a fácies anfibolítica e a fácies granulítica é definida pela reacção: moscovite + quartzo \rightarrow feldspato potássico + silimanite + H₂O que é expressa por uma curva no espaço P-T (Fig. Met. 62).

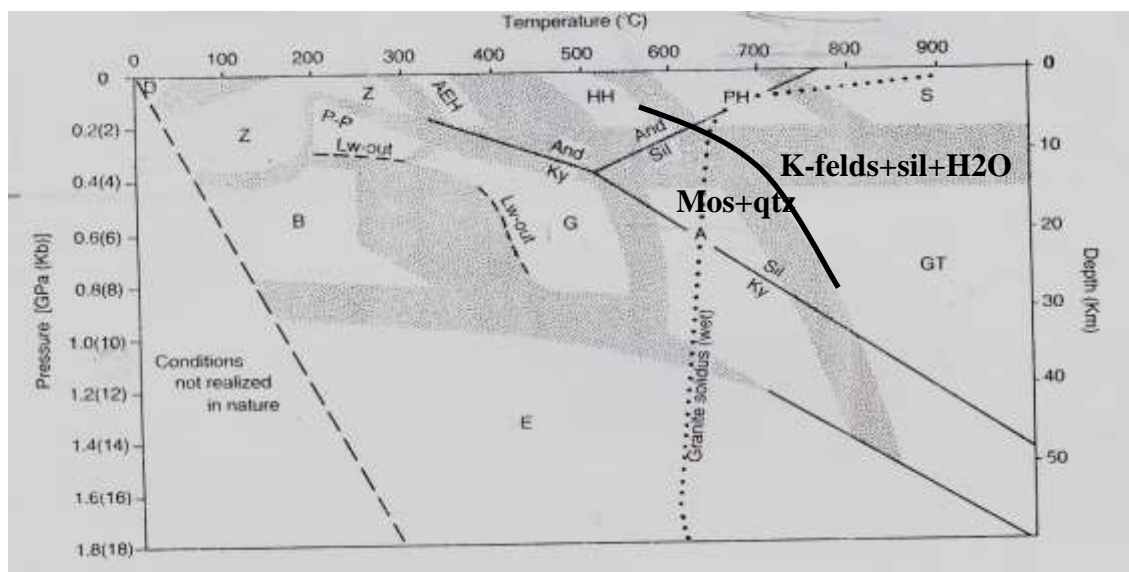


Fig. Met. 62 - Fácies, seus limites e representação da reacção: $mos + qtz \rightarrow sil + Kfel + H_2O$.
Modificado de Raymond (1995)

Para cada família química de rochas metamórficas são usadas reacções específicas para definir as fronteiras entre as fácies. Contudo, como a localização das curvas, que representam essas reacções individuais no espaço P-T, é diferente, as fronteiras entre as fácies são difusas (ver Fig. Met. 60 e 61).

O quadro seguinte indica a mineralogia característica das diferentes fácies metamórficas.

Fácies	Rochas máficas	Rochas ultramáficas	Rochas pelíticas	Rochas carbonatadas
Zeolítica	Analcima, Ca-zeólites, prenhite, zoisite, albite	Serpentine, brucite, clorite, dolomite, magnesite	Quartzo, argilas, ilite, albite, clorite	Calcite, dolomite, quartzo, talco, argilas
Prenhite-pumpeleite	Clorite, prenhite, albite, pumpeleite, epidoto	Serpentine, talco, forsterite, tremolite, clorite	Quartzo, ilite, moscovite, albite, clorite (stilpnomelana)	Calcite, dolomite, quartzo, argilas, talco, moscovite
Xistos verdes	Clorite, actinolite, epidoto ou zoisite, albite	Serpentina, talco, tremolite, brucite, diópside, clorite, (magnetite)	Quartzo, plagioclase, clorite, moscovite, biotite, granada, pirofilita, (graphite)	Calcite, dolomite, quartzo, moscovite, biotite

Epídoto-anfibolítica (Transição)	Horneblenda, actinolite, epídoto ou zoisite, plagioclase, (esfena)	Forsterite, tremolite, talco, serpentina, clorite, magnetite)	Quartzo, plagioclase, clorite, moscovite, biotite, (grafite)	Calcite, dolomite, quartzo, moscovite, biotite, tremolite
Anfibolítica	Horneblenda, plagioclase, (esfena), (ilmenite)	Forsterite, tremolite, talco, antofilite, clorite, ortopiroxena, (magnetite)	Quartzo, plagioclase, clorite, moscovite, biotite, granada, estauroilite, cianite, silimanite, (grafite), (ilmenite)	Calcite, dolomite, quartzo, biotite, tremolite, forsterite, diópside, plagioclase
Granulítica	Horneblenda, augite, ortopiroxena, plagioclase, (ilmenite)	Forsterite, ortopiroxena, augite, horneblenda, granada, Al-espina	Quartzo, biotite, plagioclase, ortoclase, granada, cordierite, silimanite, ortopiroxena	Calcite, quartzo, forsterite, diópside, volastonite, Grossulária, Plagioclase
Xistos azuis ou Xistos galucofânicos	Glaucofane, lausonite, albite, aragonite, clorite, zoisite	Forsterite, serpentine, diopside	Quartzo, plagioclase, moscovite, talco, cianite, cloritoide	Calcite, aragonite, quartzo, forsterite, diópside, tremolite
Eclogítica	Mg-granada, onfacite, cianite, (rutile)	Forsterite, ortopiroxena, augite, granada	Quartzo, albite, fengite, talco, cianite, granada	Calcite, aragonite, quartzo, forsterite, diópsido
Corneanas com albite e epídoto	Albite, epídoto ou zoisite, actinolite, clorite	Serpentina, talco, tremolite, clorite	Quartzo, plagioclase, moscovite, clorite, cordierite	Calcite, dolomite, quartzo, tremolite, talco, forsterite
Corneanas homeblêndicas	Horneblenda, plagioclase, ortopiroxena, granada	Forsterite, ortopiroxena, Horneblenda, clorite, (Al-espina), (magnetite)	Quartzo, plagioclase, moscovite, biotite, cordierite, andalusite	Calcite, dolomite, quartzo, tremolite, diópside, forsterite
Corneanas piroxénicas	Ortopiroxena, augite, plagioclase, (granada)	Forsterite, ortopiroxena, augite, plagioclase, Al-espina	Quartzo, plagioclase, ortoclase, andaluzite, silimanite, cordierite, ortopiroxena	Calcite, quartzo, diópside, forsterite, volastonite

Sanidínica	Ortopiroxena, augite, plagioclase, (granada)	Forsterite, ortopiroxena, augite, plagioclase	Quartzo, plagioclase, silimanite, cordierite, ortopiroxena, espinela-Al	Calcite, quartzo, diópside, forsterite, volastonite, monticellite, akermanite
-------------------	---	--	---	--

Série de fácies metamórficas

Rochas afectadas por metamorfismo regional ocorrem em faixas alongadas chamadas **faixas metamórficas**, que podem ter milhares de km de comprimento e dezenas a centenas de km de espessura, e mesmo nos cratões estáveis estas faixas de rochas metamórficas deformadas são reconhecidas. O estudo detalhado destas faixas mostrou que a associação regional de fácies metamórficas reflecte gradientes térmicos distintos durante o metamorfismo, e forma uma progressão de fácies metamórficas designada por **série de fácies metamórficas**. Estas séries de rochas metamórficas são identificadas pela sucessão de fácies que contêm e distinguem-se porque têm mineralogias distintas, isógradas distintas e diferentes histórias.

Miyashiro reconheceu a série de fácies de alto P/T ou série de alta P, representada na faixa Sanbagawa e a série de fácies de baixo P/T ou série de baixa P representada na faixa Ryoke., ambas no Japão. As cinco séries de fácies por ele identificadas pela mineralogia

Tipo andaluzite-silimanite ou de baixa P e alta T

Tipo andaluzite-silimanite mas de P intermédia

Tipo distena-silimanite

Tipo distena- silimanite mas de alta P

Tipo jadeíte-glaucófana

Cada série é caracterizada por uma sequência particular de fácies e é representada por uma sucessão específica de associações mineralógicas, que ocorrem desde as rochas de baixo grau às rochas de alto grau metamórfico. Na figura Met 63 é feita a representação simplificada das séries de baixa P/T, média P/T e alta P/T.

A formação destas séries de fácies está relacionada na maior parte com a formação das cadeias orogénicas.

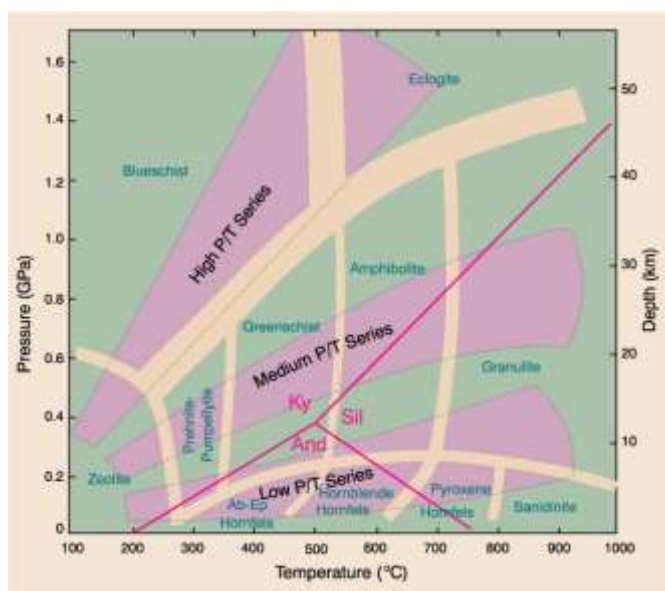


Fig. Met 63- Séries de fácies de alta P/T, intermédia P/T e baixa P/T

As designações mais actuais das séries são dadas na Fig. Met 64.

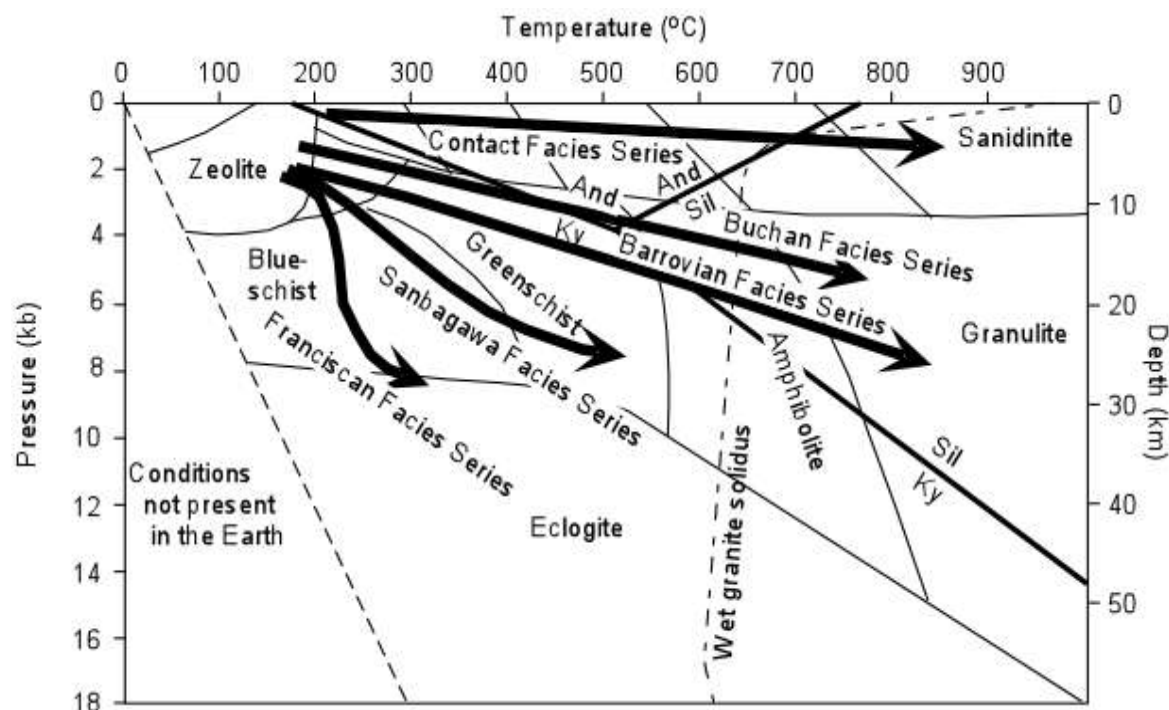


Fig. Met 64- Séries de fácies metamórficas. Extraído de Raymond (1995)

O primeiro tipo é representado por rochas afectadas por metamorfismo de contacto e caracterizado por gradientes geotérmicos superiores a 80 °C/km e pressões muito baixas (<0,2 GPa) - designa-se por **série de fácies de contacto**

O tipo 2 designa-se por **Série Buchaniana** ou Buchan, caracterizado por gradiente geotérmico entre 40-80 °C/km.

O tipo 3 designa-se por **Série Barroviana**, caracterizado por um gradiente geotérmico de 20-40 °C/km, de P intermédia e T alta.

O tipo 3 designa-se por **Série Sanbagawa** é de alta P e T moderada, sendo caracterizado por gradiente geotérmico de 10-20 °C/km.

O tipo 5 designado por **Série Francisquiana** ou **Californiana**, caracterizado por alta P e T baixa, onde o gradiente geotérmico é menor que 10 °C/km.

A classificação das séries de fácies é feita em função do gradiente geotérmico e não do gradiente geobárico. A variação do gradiente geotérmico é consequência da tectónica global. Regiões de altos gradientes dT/dP , possuem alto fluxo térmico e nelas ocorre metamorfismo de baixa P, nos nossos dias.

Altos fluxos térmicos ocorrem onde grandes quantidades de magma estão a ser produzidos, ou seja nos arcos, nos riftes e também em regiões submetidas a soerguimento rápido, porque as rochas são bons isolantes e perdem pouco calor em comparação com a taxa de soerguimento.

Regiões de baixo fluxo térmico superficial localizam-se sobre zonas de subducção, e de prismas acreccionários onde existe o afundamento da litosfera fria no manto, baixando o gradiente geotérmico antes que as rochas possam aquecer, o que origina baixo fluxo à superfície.

As altas pressões e baixas T podem ser devidas a sobrepressão causada por obducção ou por extensos cavalgamentos, onde rochas relativamente frias são cobertas por outras rochas causando um aumento rápido de P. Se a massa de rocha que é sobreposta for quente, por ex. uma sequência ofiolítica, pode acontecer haver a formação de zonas metamórficas invertidas nas rochas subjacentes.

VII- METAMORFISMO DE CONTACTO

Condições e processos no metamorfismo de contacto

É um metamorfismo local que ocorre próximo dos contactos entre uma intrusão e as rochas encaixantes. Este tipo de metamorfismo é predominantemente provocado pelo calor libertado por uma intrusão ígnea, pelo que se encontra em auréolas de metamorfismo, em xenólitos ocorrentes em rochas ígneas e também nos fundos oceânicos, associado à actividade ígnea que aí ocorre. Frequentemente ocorre sobreposto ao metamorfismo regional.

As pressões são menores do que 0,4 GPa e frequentemente próximo de 0,1 -0,2 GPa. A temperatura a que ocorre é muito variada e depende de vários factores, que vão influenciar a espessura auréola de metamorfismo de contacto:

Temperatura do magma, que depende da sua composição química

Temperatura da rocha encaixante

Condutividade térmica do magma e da rocha encaixante

Calor de cristalização do magma

Existência de fluidos

Os efeitos de aumento de T são mais pronunciados se a intrusão ocorre a baixa profundidade onde o contraste de T é maior. A fase fluida é também um agente importante neste metamorfismo, pois transporta o calor da intrusão para as rochas encaixantes e influencia a composição dos minerais que se formam, especialmente se o protólito for carbonatado.

Os processos metamórficos deste tipo de metamorfismo são a **blastése**, a **recristalização** e o **metassomatismo** provocado pela fase fluida. Esta pode ter várias origens:

- 1- Derivada das reacções de desidratação e de descarbonatação associadas ao processo metamórfico;
- 2- Derivada da intrusão ígnea;

- 3- Derivada da actividade hidrotermal associada ou induzida pela intrusão ígnea.

A **fase fluida** pode promover a fusão a temperaturas inferiores às dos sistemas anidros e controla a associação mineralógica que se forma sob certas condições de P e T. Por ex. em condições de P_{CO_2} alta a volastonite só se vai formar a alta T.

A **blastése** de porfiroblastos é um processo frequente. A sua formação envolve a nucleação e crescimento, que são possíveis se houverem fases (minerais) que libertem os componentes químicos necessários à formação dos porfiroblastos e houver difusão, que permite o transporte destes componentes.

A **recristalização** leva ao aumento do tamanho do grão: a textura afanítica ou de grão muito fino passa a uma textura de grão médio ou grosseiro, mas há um estágio intermédio em que ocorre redução do tamanho do grão. Esta redução do tamanho dos grãos está associada à poligonização, do que resulta a textura granoblástica poligonal característica das corneanas, que são as rochas características deste tipo de metamorfismo.

Tipos de rochas

As rochas que se formam junto à intrusão ígnea são granoblastitos e diablastitos chamados **corneanas**. Possuem textura granoblástica, diablástica (corneanas básicas) ou porfiroblástica ou poiquiloblástica, fabrica maciça e sem estruturas metamórficas. Podem contudo guardar estruturas ou texturas das rochas antecedentes. São muito duras, com fractura concoidal e partem segundo fragmentos irregulares.

Têm cor castanha, verde, cinzenta, de claras a escuras. São geralmente afaníticas ou de grão muito fino, mas podem conter porfiroblastos ou poiquiloblastos. Estes porfiroblastos são de cordierite (normalmente como poiquiloblastos), andaluzite, silimanite ou granada em rochas pelíticas. Em rochas carbonatadas são de vesuvianite, granada, diópsido e escapolite. É frequente as corneanas calcossilicatadas terem sofrido metassomatismo.

Os tipos de corneanas comuns são:

Pelíticas, quartzo-feldspáticas e siliciosas onde os minerais mais frequentes são:

quartzo, plagioclase, microclina, ortoclase, biotite, moscovite, clorite, andaluzite, cordierite, silimanite, corindo, sanidina.

As principais mudanças mineralógicas são o aparecimento sucessivo de andaluzite ou cordierite, silimanite, enstatite (nas rochas quartzo-feldspáticas), corindo e sanidina com o aumento do grau metamórfico.

Corneanas básicas, de cor negra ou verde escura e onde os minerais mais frequentes são: plagioclase, clorite, actinolite, hornblenda, diópsido, ortopiroxena, olivina. Podem ter também algum quartzo. As texturas são diablásticas. As mudanças mineralógicas são a formação sucessiva de albite-epídoto-actinolite-hornblenda-ortopiroxena-olivina.

Corneanas calco-silicatadas de cores muito variadas, geralmente claras e podem possuir foliação herdada. Os minerais principais são: calcite, dolomite, talco, tremolite, diópsido, granada (grossulária), vesuvianite, escapolite, volastonite, forsterite, monticelite, akermanite e espinela.

As mudanças mineralógicas com o aumento de grau metamórfico são a passagem de talco, tremolite, serpentina (baixo grau) a diópsido, forsterite, grossulária e volastonite de grau intermédio e a monticelite, akermanite, espinela nos graus elevados de metamorfismo.

Mármore e escarnitos - são rochas faneríticas de cor geralmente clara; os mármore são brancos se forem puros. Possuem os mesmos minerais que as corneanas calco-silicatadas mas em menor quantidade e também minerais metassomáticos tais como a escapolite, vesuvianite, fluorite e grossulária. Os escarnitos são formados essencialmente pelos minerais metassomáticos e possuem grão grosseiro.

Em resumo a sequência de minerais encontrados é:

Rochas pelíticas: analcite, pirofilite, cordierite, andaluzite, silimanite, feldspato potássico, ortopiroxena, sanidina e espinela (hercinite).

Rochas básicas e ultrabásicas: albite, actinolite, epídoto, hornblenda, piroxenas olivinas.

Rochas carbonatadas: talco, tremolite, diópsido, forsterite, grossulária, volastonite, akermanite, monticelita e espinela

Fácies de metamorfismo de contacto

As fácies de metamorfismo de contacto estão representadas na Fig. Met. 63. Numa dada auréola, nem todas as fácies estão representadas; frequentemente a fácies das corneanas com albite e epídoto, assim como a fácies zeolítica, não ocorrem em rochas pelíticas.

A fácies sanidínica só se desenvolve nas proximidades de intrusões básicas ou em xenólitos em lavas. Esta fácies e a fácies das corneanas piroxénicas só se desenvolvem em protólitos pelíticos e quartzo-feldspáticos se não houver fase fluida que promova a fusão, caso contrário originam-se migmatitos de contacto e esta fácies não se desenvolve.

Auréolas de metamorfismo

As rochas metamórficas de contacto são encontradas em auréolas, que rodeiam os plutões. Vejamos por ex. a figura Met 65, onde se mostra um esquema da carta geológica do Plutão de Onawa, Maine, USA (retirada de Raymond, 1995).

A rocha encaixante do plutão granodiorítico é uma ardósia com a associação:

Mica branca + clorite + quartzo + óxidos de Ti

que tem metamorfismo regional da zona da clorite, fácies dos xistos verdes.

A intrusão metamorfozou esta ardósia e a primeira evidência do metamorfismo é a ocorrência de porfiroblastos nas rochas a cerca de 2 km de distância do plutão. A esta zona dá-se o nome de **auréola externa de metamorfismo**. As ardósias foram transformadas em micaxistos com porfiroblastos ou micaxistos mosqueados. A figura

Met. 66 mostra as transformações observadas ao microscópio o nos diagramas AFM respectivos.

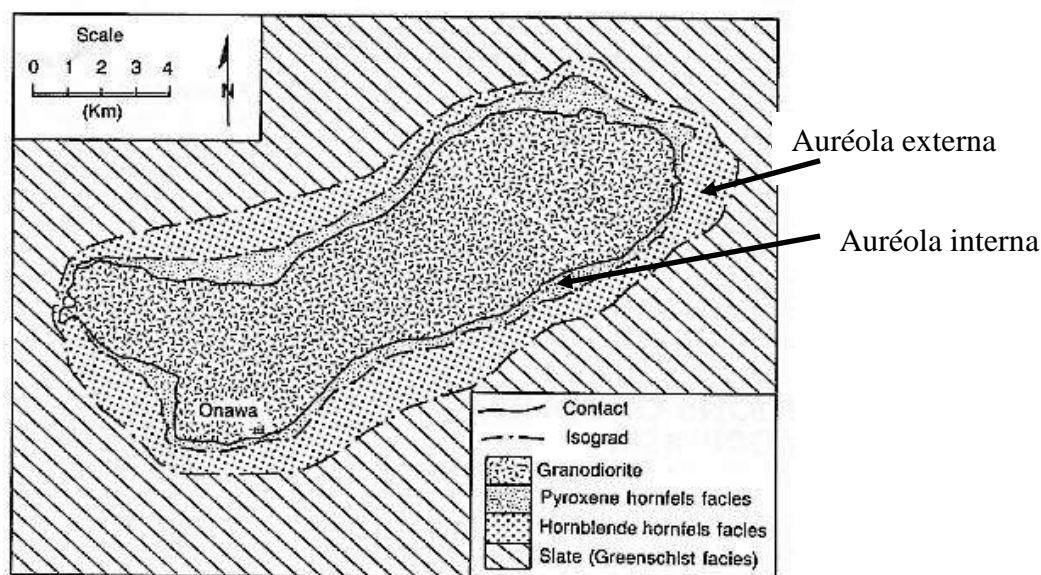


Fig. Met. 65. Auréola de metamorfismo de contacto. Extraído de Raymond (1995)

Os porfiroblastos são de cordierite e a matriz contém:

biotite + andaluzite + cordierite + mica branca + quartzo + albite

Esta associação mineralógica é característica da fácies das corneanas hornblêndicas.

Mais próximo do plutão e formando uma auréola com uma espessura máxima de 400 m (que pode ser descontínua), ocorrem corneanas, com a mesma associação mineralógica dos micaxistos, mas sem foliação, sendo uma rocha maciça. Estas corneanas formam a **auréola interna de metamorfismo**.

As corneanas pelíticas frequentemente têm textura poiquiloblástica, sendo os poiquiloblastos de cordierite. Estes só se observam com facilidade ao microscópio, mas se a corneana tiver alguma alteração é possível distingui-los em amostra de mão.

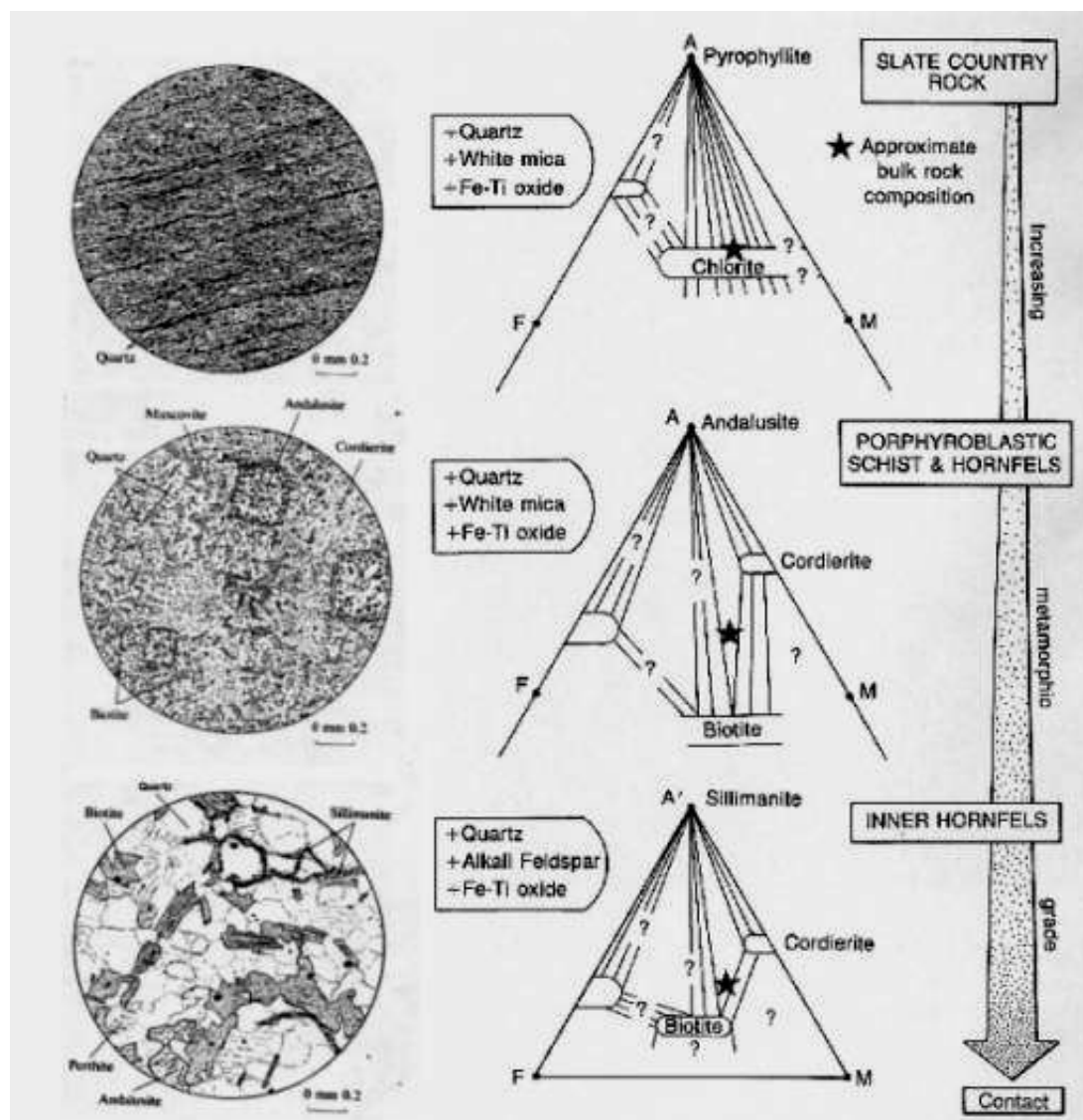


Fig.Met. 66 - transformação de uma rocha pelítica (ardósia) num micaxisto com porfiroblastos e numa corneana. Extraído de Raymond (1995).

Se a temperatura da intrusão for relativamente alta pode ocorrer alguma fusão parcial, mesmo junto ao contacto, formando-se migmatitos ou pequenos diques ou bolsadas de quartzo+feldspato alcalino com textura granular. Se não houver fusão parcial podem ocorrer granoblastitos de grão grosseiro formados por:

biotite + silimanite + cordierite + feldspato alcalino + quartzo+ espinela + corindo

Estas rochas já pertencem à fácies das corneanas piroxénicas. Esta associação mineralógica poderá também ser encontrada nos xenólitos no interior da intrusão.

Na figura seguinte (Met. 67) mostram-se as variações que ocorrem na textura e mineralogia devido ao metamorfismo de contacto provocado numa diabase (rocha básica, que tinha textura ofítica e que se encontrava alterada, por um magma mais quente.

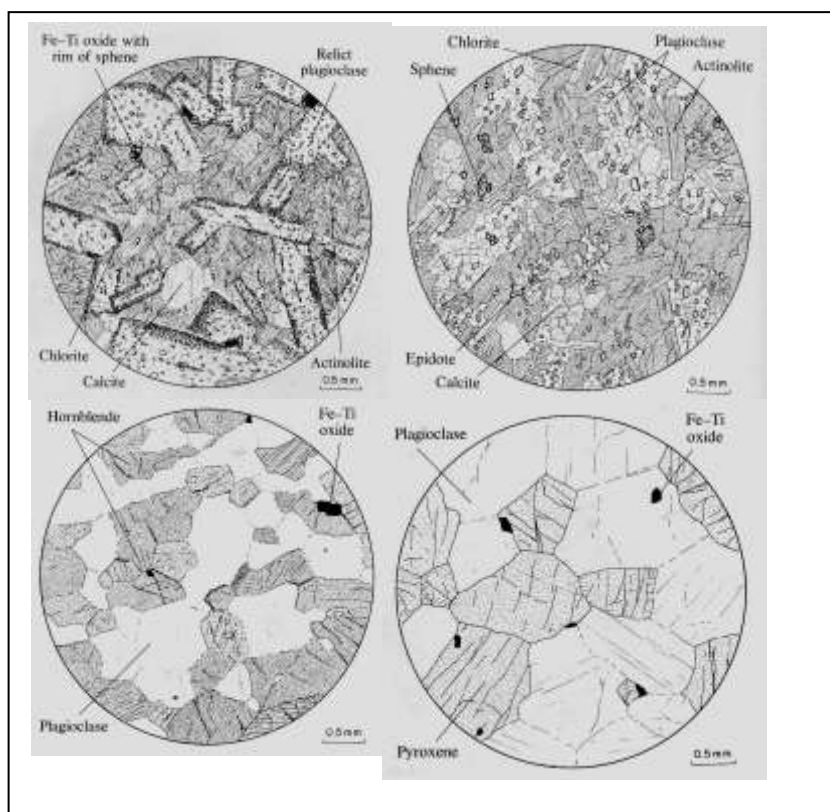


Fig. Met. 67-
Transformações
mineralógicas e texturais
no metamorfismo de
contacto de um
metabasito.

1ª imagem- observa-se uma textura blasto-ofítica. Há relíquias de plagioclase, mas que está a ser transformada em albite; a piroxena foi transformada em actinolite e clorite. Formou-se calcite e esfena em redor dos óxidos de Ti originais, que usaram o Ca da plagioclase e da piroxena.

2ª imagem- plagioclase está recristalizada e mudou a sua composição para albite. Deu-se a blastése de epídoto, continuou a da calcite e esfena que usaram o Ca libertado da plagioclase.

3ª imagem – formou-se hornblenda a partir da actinolite e a plagioclase mudou a sua composição para oligoclase. Desaparece o epidoto e a esfena, que fornecem o Ca para a oligoclase.

4ª imagem a plagioclase muda a sua composição para andesina e a hornblenda transforma-se em piroxena.

Associações e reacções em rochas pelíticas

Na figura Met. 68 estão representadas no diagrama AFM as associações mineralógicas da série das corneanas em rochas pelíticas.

No grau mais baixo de metamorfismo na fácies zeolítica as associações contêm combinações de:

Quartzo + clorite + feldspato alcalino + calcite + caulinite + argilas (ilite, montmorilonite, smectites, vermiculites/clorite) ± zeólitos + óxidos de ferro.

Com o metamorfismo progressivo as argilas são substituídas por mica branca, a caulinite é substituída por pirofilita, aparece a biotite e cloritóide (cld) pode aparecer nas rochas ricas em Fe,

Associações típicas: quartzo -mica branca - clorite – biotite - cloritóide – albite - epidoto

Quartzo – clorite - mica branca –feldspato alcalino –albite – epidoto

Com o aumento do grau metamórfico aparecem associações do tipo:

Quartzo - mica branca -andaluzite-cordierite-biotite

quartzo - feldspato alcalino -cordierite- plagioclase-magnetite, que são típicas da fácies das corneanas hornblêndicas.

Estauroilite e granada também podem ocorrer nesta fácies assim como Mg-anfibolas.

Reacções que fazem a fronteira inferior desta fácies são:

pirofilita \rightleftharpoons andalusite + 3 quartzo + H₂O

Fe-clorite + quartzo + magnetite \rightleftharpoons granada (almandina) + H₂O.

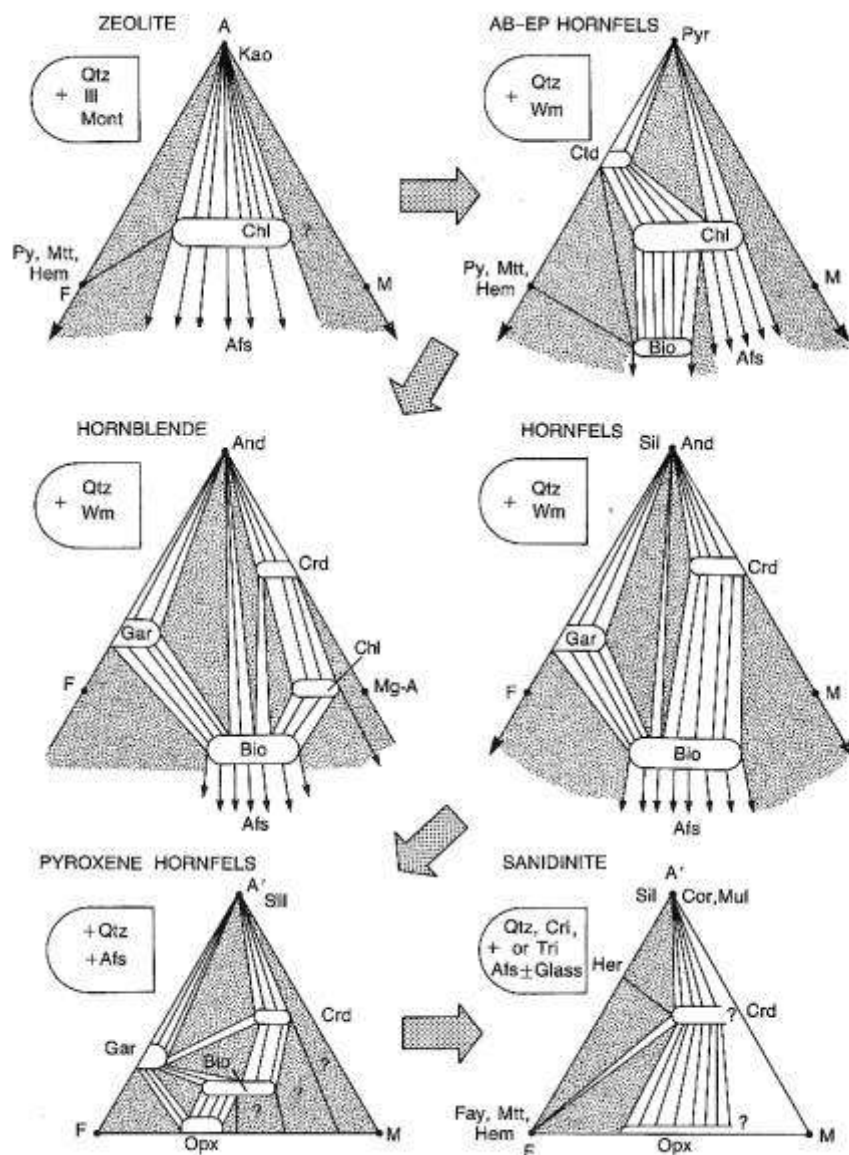


Fig. Met. 68- Diagramas AFM com as associações mineralógicas no metamorfismo de contacto progressivo em rochas pelíticas. Extraído de Raymond (1995)

A fronteira com a fácies das corneanas piroxénicas é marcada pela reacção moscovite + quartzo \leftrightarrow andalusite (ou sillimanite) + feldspato alcalino + H₂O que marca o desaparecimento da moscovite.

As associações da fácies das corneanas piroxénicas são do tipo:

quartzo + andalusite (ou sillimanite) + feldspato potássico + cordierite + biotite

quartzo + plagioclase + feldspato alcalino + biotite + granada + cordierite + hiperstena

Na fácies sanidínica a granada pode desaparecer para formar cordierite-Fe, faialite e hercinite. A reacção é $5 \text{ almandina} \leftrightarrow 2 \text{ Fe-cordierite} + 5 \text{ faialite} + \text{hercinite}$.

Outras reacções são : ortoclase \leftrightarrow sanidina; quartzo \leftrightarrow tridimite

As associações mais comuns incluem :

tridimite-sanidina- Fe-cordierite-hercinite-mulite

silimanite-mulite-cordierite-corindo-hercinite-ilmenite-magnetite

As reacções mais representativas são as de desidratação e as transformações polimórficas. A desidratação é a norma no metamorfismo de contacto progressivo.

Associações e reacções em rochas quartzo-feldspáticas

Os protólitos incluem areias feldspáticas (arcoses) e rochas ígneas ácidas e intermédias. Algumas destas rochas são aluminosas e têm similaridades mineralógicas com as rochas pelíticas. As associações mineralógicas daquelas que têm cálcio apreciável podem ser representadas no diagrama ACF. O polígono desenhado no diagrama da fácies zeolítica (Fig. Met. 69) mostra o leque de composições destas rochas.

Meta-arenitos são geralmente formados por quartzo, analcite, minerais de argila, heulandite e clorite. Os mais cálcicos podem conter pumpeleite, calcite ou ambos. A transição da fácies zeolítica para as corneanas com albite e epídoto é marcada pela conversão da caulinite para pirofilita de analcite para albite e o desaparecimento de Ca- zeólitos. Os minerais típicos são quartzo, albite, epídoto, clorite, mica branca, biotite, prenhite, esfena e calcite.

O aparecimento da andaluzite, granada e horneblenda marca a transição para a fácies das corneanas horneblêndicas. A plagioclase fica mais cálcica e pode ocorrer zoizite. No topo da fácies ocorre cordierite e a calcite é substituída por volastonite. As associações são as mesmas das rochas pelíticas mas a plagioclase e o quartzo são mais abundantes.

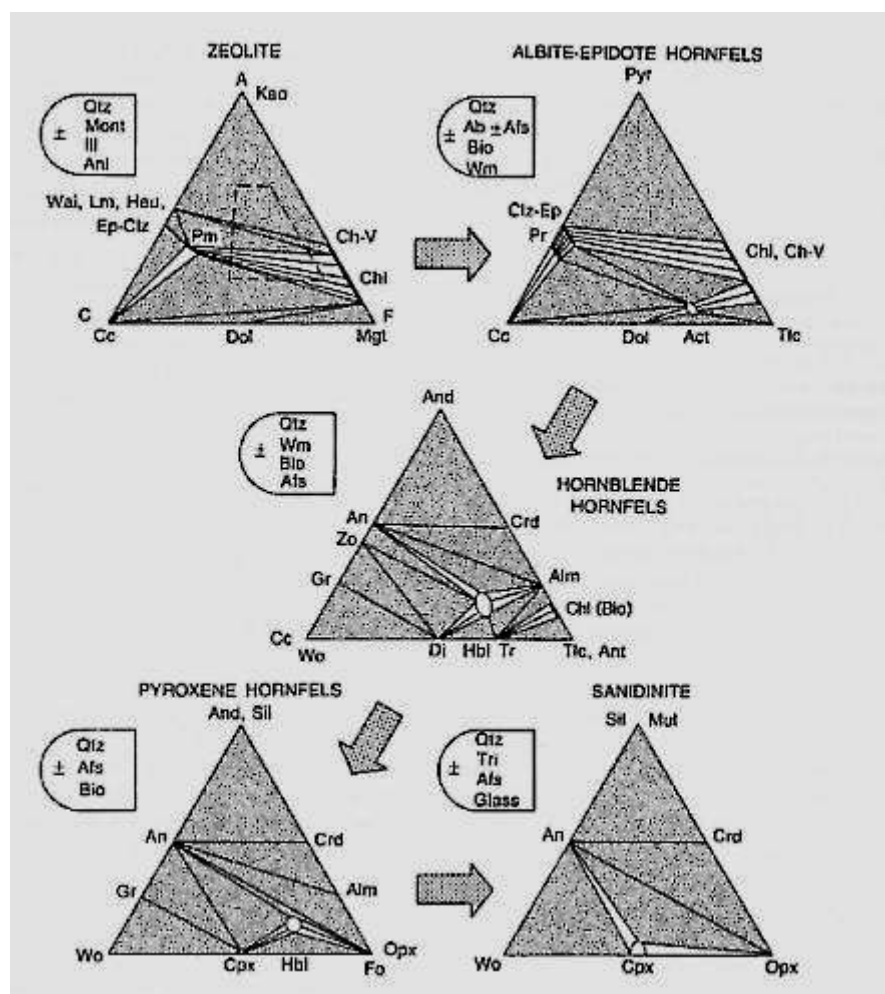


Fig. Met 69 – Diagramas ACF das associações e reacções no metamorfismo de contacto de rochas quartzo-feldspáticas com algum cálcio. O polígono tracejado desenhado no diagrama da fácies zeolítica mostra o leque de composições destas rochas. Extraído de Raymond (1995)

As rochas de mais baixa T da fácies das corneanas piroxénicas são mineralogicamente semelhantes às rochas pelíticas da mesma fácies, mas contêm mais quartzo e feldspato. A mica branca não ocorre. Em rochas de composição intermédia não ocorre o epidoto, mas aparece a clinopiroxena. A T mais alta não ocorre hornblenda. A associação mineralógica das rochas da fácies sanidínica é simples. As rochas quartzo feldspáticas contêm silimanite ou mulite ou piroxena; além disso contêm quartzo, plagioclase e podem ter cordierite.

Associações e reacções em rochas básicas

Na fácies zeolítica as associações minerais típicas são do tipo:

clorite-esmectite-analcite-heulandite-quartzo-calcite

clorite-albite-laumontite-epídoto-pumpeleite-quartzo-titanite (esfena)

clorite-wairakite-albite-pumpeleite-quartzo-calcite

A passagem para a fácies das corneanas com albite e epídoto faz-se por reacções como:



As associações típicas das rochas da fácies das corneanas com albite e epídoto incluem:

clorite-albite-epídoto-actinolite- quartzo- titanite (esfena). Calcite, óxidos e sulfuretos de ferro também são comuns.

A passagem para a fácies das corneanas horneblêndicas é uma zona larga marcada pela coexistência da albite com a oligoclase e da actinolite com a horneblenda.

As reacções que marcam a transição são:



As associações típicas são:

actinolite-horneblenda-albite-oligoclase-clorite-epídoto- titanite (esfena)

horneblenda-andesina-clinopiroxena- quartzo -ilmenite

antofilita-cummingtonite-cordierite-plagioclase-quartzo-ilmenite

O desaparecimento da clorite marca a transição para a fácies das corneanas piroxénicas por reacções do tipo: $\text{clorite} + 2 \text{ quartzo} \leftrightarrow \text{granada} + \text{ortopiroxena} + 4 \text{ H}_2\text{O}$

As associações típicas são:

ortopiroxena-clinopiroxena-horneblenda-biotite

ortopiroxena-clinopiroxena -Ca-plagioclase-horneblenda-ilmenite

A fácies sanidínica é caracterizada pela ausência da anfíbola.

Uma associação típica em metabasitos é: Ca-plagioclase-augite-olivina-ilmenite-magnetite.

Associações e reacções em rochas carbonatadas

Calcite e dolomite são estáveis na ausência de água até temperaturas altas, logo o metamorfismo de calcários e dolomias puros pode levar só ao aumento do tamanho do grão. Contudo as rochas carbonatadas contêm frequentemente sílica sob a forma de cherte e de grãos de areia e alumina sob a forma de minerais de argila.

Em muitas auréolas desenvolvidas em rochas carbonatadas a tremolite e o talco ocorrem em rochas de baixo grau metamórfico pela interacção com a água. O metamorfismo das rochas carbonatadas origina CO₂, que é perfeitamente miscível na água e ambos constituem uma fase fluida.

Com a fase fluida tem dois componentes (CO₂ e H₂O) os campos de estabilidade dos minerais mudam. Por ex. a baixas P_{CO2} a sequência de minerais formados com o aumento de T em rochas carbonatadas e dolomíticas é talco → tremolite → antigorite → volastonite. A P_{CO2} altas a sequência é dióxido → forsterite → volastonite.

Os minerais mais importantes que se formam são: talco, tremolite, dióxido, forsterite, volastonite, grossulária, flogopite. A sequência com que se formam depende da composição química do protólito e da fase fluida assim como das condições P-T (Fig. Met. 70).

Considerar a auréola de metamorfismo de contacto em Crestmore, Califórnia (Fig. Met. 71). Um plutão de rochas quartzomonzónicas instruiu um calcário dolomítico relativamente puro. As rochas ígneas estão rodeadas por uma auréola de espessura variável (< 3 cm até > 15m) que consiste de 4 zonas:

A zona mais externa é um mármore calcítico com **brucite**. Esta zona de mármore passa à zona da monticelita na qual ocorre calcite e **monticelita**, que podem também conter forsterite, melilite, clinohumite. Segue-se a zona da **idiocrase**, que além da calcite contém também dióxido, volastonite, flogopite, monticelita.

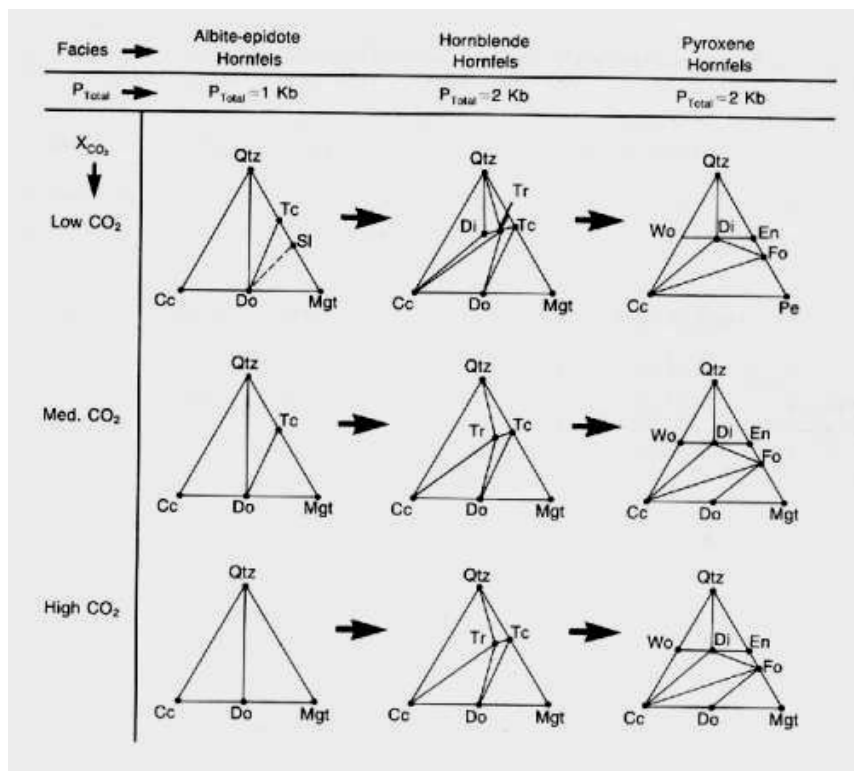


Fig. Met. 70 – Diagramas Qtz-Cc-Mgt no metamorfismo de contacto de rochas carbonatadas. Extraído de Raymond (1995).

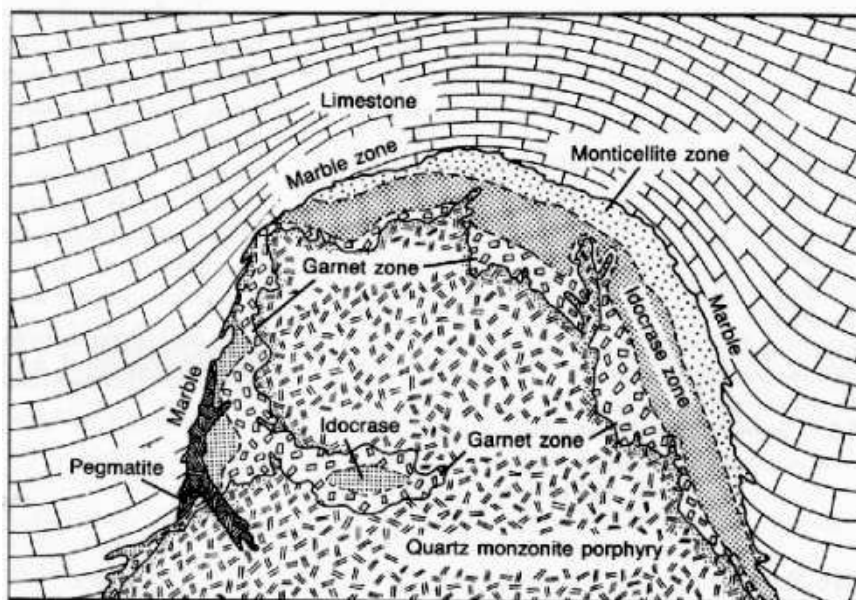


Fig. Met 71- Metamorfismo de contacto no plutão de Crestmore.

Próximo da intrusão ocorre a zona da **granada** (grossulária) com diópsido, onde ocorre também volastonite, com pouca calcite e quartzo.

Os minerais críticos indicam que houve metassomatismo. Vejamos as composições sucessivas dos minerais chave

Calcite	CaCO_3
Calcite + brucite	$\text{CaCO}_3 + \text{Mg(OH)}_2$
monticelite	CaMgSiO_4
idiocrase	$\text{Ca}_{10}\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$
Grossulária	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
Volastonite	CaSiO_3
diópsido	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

Há um aumento progressivo na razão Si/Ca em direcção ao contacto e também um aumento em Al. As análises químicas das rocha confirmam este aumento e também indicam enriquecimento em Fe^{3+} . Visto que a rocha original era um calcário dolomítico puro as duas primeiras associações indicam metamorfismo isoquímico, as três últimas indicam introdução de Si e Al ou seja reflectem metassomatismo.

VIII- METAMORFISMO OROGÉNICO

O metamorfismo orogénico é um processo dínamo-termal, sendo os seus agentes a pressão litostática a temperatura, a tensão e também os fluidos, que actuam ao longo de tempos muito longos. É o tipo de metamorfismo associado às margens convergentes. Ocorre assim durante o desenvolvimento dos arcos de ilhas, arcos continentais e zonas de colisão continental.

A tensão é produzida pelas forças tectónicas responsáveis pela formação das cadeias montanhosas- **orógenos**- pelo que este metamorfismo está associado à formação das cadeias montanhosas.

Considerar a Fig. Met. 8, que ilustra um cinturão orogénico formado numa margem continental activa, ou seja num arco continental, originando-se um **orógeno tipo-Cordilheira**. Em a) ocorre a subducção incipiente; em b) é criado um cinturão orogénico devido:

- 1- ao espessamento crustal causado pela compressão. Esta origina dobras e cisalhamentos que tornam a crosta mais espessa.
- 2- ao empilhamento forçado das lâminas da crosta oceânica, que são introduzidas sob a crosta continental pela subducção
- 3- pela adição de magma que também causa um espessamento.

A subducção da crosta oceânica vai adicionar sucessivas lâminas à base do cinturão – origina-se um “underplating” tectónico.

O calo é adicionado ao cinturão orogénico em expansão devido:

- 1- ascensão de magmas,
- 2- underplating magmático
- 3- aumento da quantidade de calor devido ao decaimento radioactivo na crosta mais espessa
- 4- pela convecção mantélica induzida na cunha mantélica acima da crosta subductada.

A temperatura aumenta em profundidade e para o centro do cinturão orogénico, onde os plutões se concentram e ocorre metamorfismo de alto grau. As rochas axiais mais profundas podem fundir e originar magmas. Mas quer fundam ou não ficam aquecidas e tornam-se suficientemente dúcteis para serem mobilizadas, ascendendo no cinturão orogénico como domos gnaissicos ou complexos de núcleos metamórficos.

O soergimento do cinturão e a sua erosão expõe as rochas destes núcleos metamórficos ao mesmo tempo que o calor é transportado para cima; como as rochas são más dissipadoras de calor, o metamorfismo continua depois do maior evento da deformação.

Quando isto ocorre o padrão metamórfico é mais simples do que o estrutural. Os dobramentos e cavalgamentos podem ser complexos, mas o metamorfismo apenas exhibe um domo térmico, centrado no núcleo metamórfico/ígneo, onde a adição de calor foi maior. A erosão vai ser proporcional ao soerguimento, deixando na superfície da crosta um padrão de aumento de grau metamórfico em direcção ao núcleo.

Apesar deste tipo de metamorfismo ser causado essencialmente pelo aumento de calor não é um metamorfismo de contacto, pois desenvolve-se regionalmente e o traçado das isógradas não está relacionado com a proximidade dos plutões. Ou seja o metamorfismo não é causado pelas intrusões; o que acontece é que tanto o metamorfismo como as intrusões são originados por uma perturbação térmica e tectónica a larga escala (subducção e orogenia). Este exemplo é simples e muitas cinturas orogénicas têm vários episódios de deformação e metamorfismo, criando padrões polimetamórficos.

Na colisão há a interacção de uma margem continental activa com outra margem continental, que tem uma margem passiva e uma cobertura de sedimentos, que se estende desde a plataforma continental. Os padrões metamórficos e estruturais são mais complicados.

As orogenias não são contínuas e podem ter mais do que um evento tectónico, que se crê resultar de mudanças no movimentos das placas, tais como o acelerar da velocidade de subducção ou na acreção de microcontinentes. Os eventos tectónicos podem conter mais do que uma fase de deformação.

Uma **fase de deformação** é um período distinto em que a deformação tem um estilo e orientação específicos. As fases de deformação podem ser separadas por períodos em que não houve deformação, durante os quais a orientação dos campos de forças tectónicas se alterou. O metamorfismo acompanha muitos destes processos tectónicos, mas nem sempre de um modo directo ou seja por ex. fase deformação-metamorfismo.

O metamorfismo ocorre por um ou mais eventos metamórficos (distinguidos por reacções), que se interligam no ciclo metamórfico, no qual as rochas são soterradas, aquecidas, metamorfisadas, e trazidas até à superfície pelo soerguimento e erosão.

Pode haver mais do que um ciclo metamórfico numa orogenia. Os eventos metamórficos duram de 1 a 10 Ma, mas eventos múltiplos num orógeno podem estender-se por centenas de Ma.

O metamorfismo pode acompanhar apenas algumas fases de deformação e o tipo de deformação e o grau metamórfico podem variar no tempo e no espaço, num orógeno.

As rochas afectadas por metamorfismo orogénico são foliadas devido à deformação. As condições de alta P inibem a formação de porfiroblastos devido à dissolução sob pressão e à existência de gradientes químicos criados pela deformação. Mas se a tensão não for muito intensa desenvolvem-se porfiroblastos e o aumento do tamanho destes leva a que se criem sombras de pressão - zonas de baixa P adjacentes ao porfiroblasto onde se formam e crescem cristais equidimensionais, que por sua vez facilitam o crescimento posterior do porfiroblasto.

No metamorfismo de contacto as sombras não se desenvolvem pois a tensão é baixa, se ocorrerem indicam que o metamorfismo de contacto foi acompanhado de deformação.

Fases orogénicas

A tensão provoca deformação das rochas e pode actuar em períodos de tempo distintos e em cada período ser de natureza distinta. Pode haver fases compressivas, distensivas ou de cisalhamento. Esses períodos de tempo são designados por **fases orogénicas** e representam-se pela letra F ou D. Cada fase de deformação origina nas rochas diferentes estruturas, sendo uma delas a **clivagem** que é designada pela letra S (Fig. Met. 72)

As fases de deformação são assim identificadas pelas estruturas que originam e estas são ordenadas segundo o seu tempo de aparecimento na rocha. Deste modo S_1 foi produzido durante D_1 , S_2 durante D_2 etc. Quando não se conhece a cronologia a clivagem designa-se por S_n , S_{n+1} , etc. Uma estrutura que é herdada do protólito designa-se por S_0 .

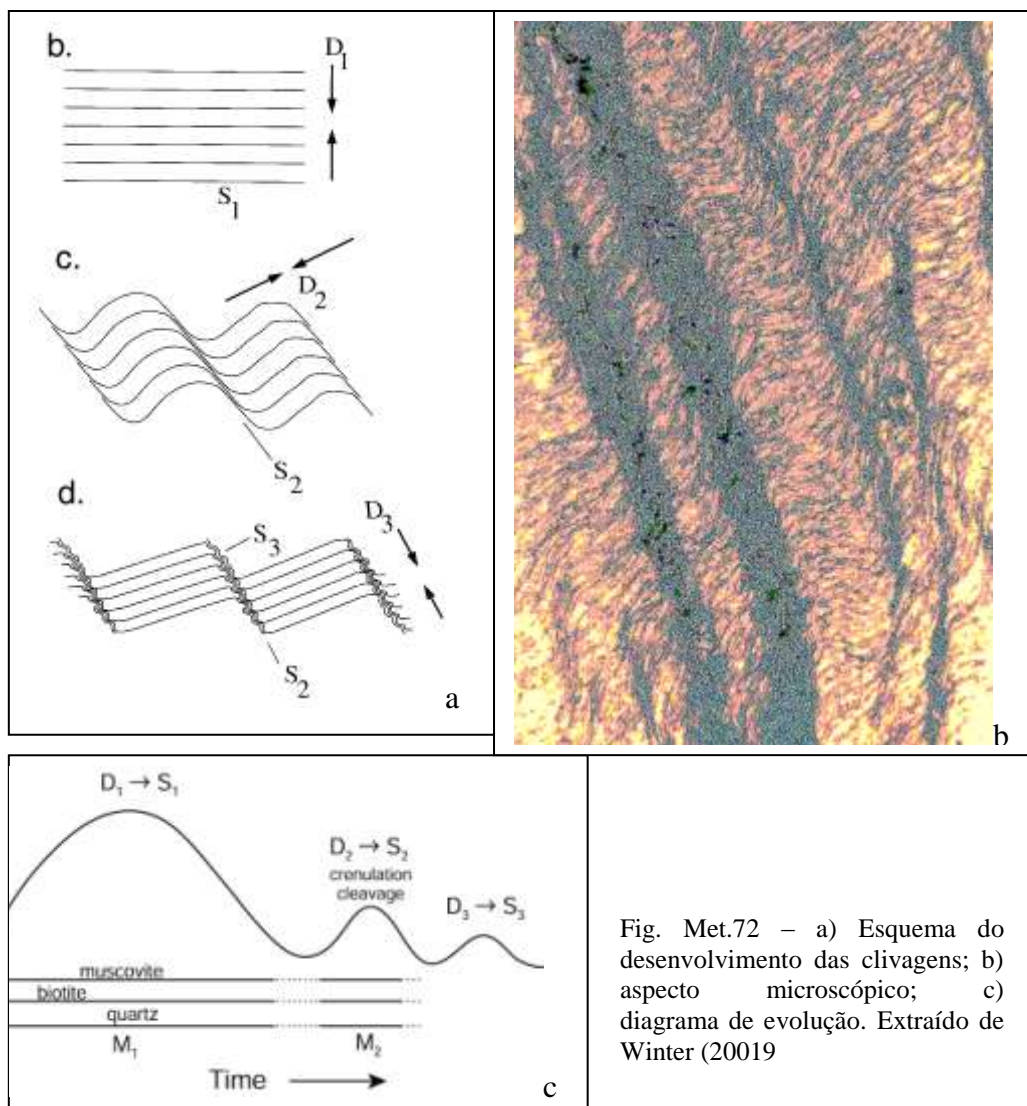


Fig. Met.72 – a) Esquema do desenvolvimento das clivagens; b) aspecto microscópico; c) diagrama de evolução. Extraído de Winter (2019)

Na figura Met 72: d) durante a fase de deformação D1 produz-se a clivagem S1 e há blastése (M1) de moscovite+quartzo +biotite.

Nova fase de deformação D2 produz uma clivagem de crenulação S2 acompanhada da blastése de moscovite+biotite+quartzo.

Nova fase de deformação D3 produz microdobras que afectam S2. Esta 3ª fase não é acompanhada de blastése

Classificação dos blastos em relação à fase de deformação

O desenvolvimento dos minerais metamórficos (blastos) pode dar-se em qualquer momento durante o processo de deformação e assim dizem-se pré-cinemáticos, sin-cinemáticos e pós-cinemáticos de acordo com o tempo em que foram originados em relação a uma determinada fase de deformação. Há blastos sin- cinemáticos em relação a F_1 , que são ante- cinemáticos em relação a F_2 .

Os cristais herdados do protólito dizem-se relíquias. O carácter de um blasto é determinado pelas relações geométricas entre a clivagem interna do blasto (S_i) e a clivagem externa da rocha (S_e) tomada com referência (Fig. Met.73). Ver o fascículo das práticas- Relação blastese-deformação.

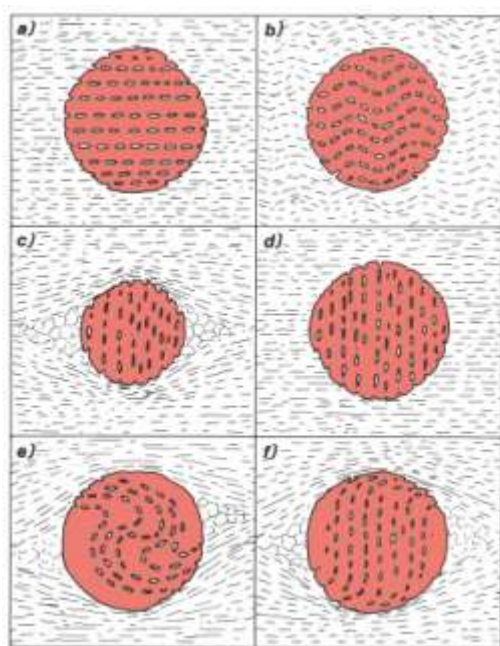


Fig. Met. 73- Relação entre S_i e S_e .
Retiardo de Spry (1969)

a) e b) - Post- cinemático: S_i (clivagem interna) é idêntica e continua com S_e (clivagem externa)

c) e d) - Pré- cinemático: porfiroblastos pré S_2 . S_i é herdada de uma deformação anterior. S_e é compressionada em torno dos porfiroblastos e desenvolvem-se sombras de pressão em c).

e) e f) Sin- cinemático: porfiroblastos rotativos nos quais S_i é continua com S_e sugerindo que a deformação não ultrapassou o crescimento do porfiroblasto.

A figura Met. 74 mostra também alguns dos critérios para classificar os blastos em relação à deformação.

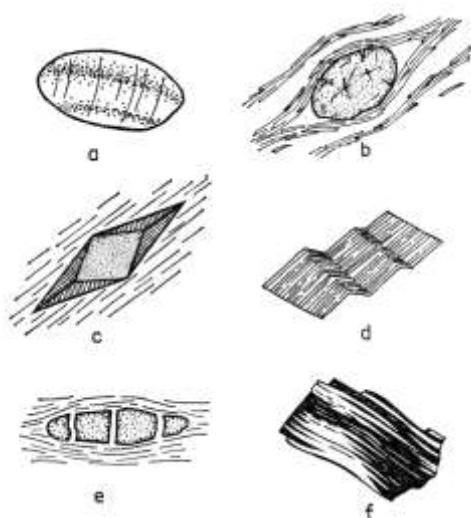
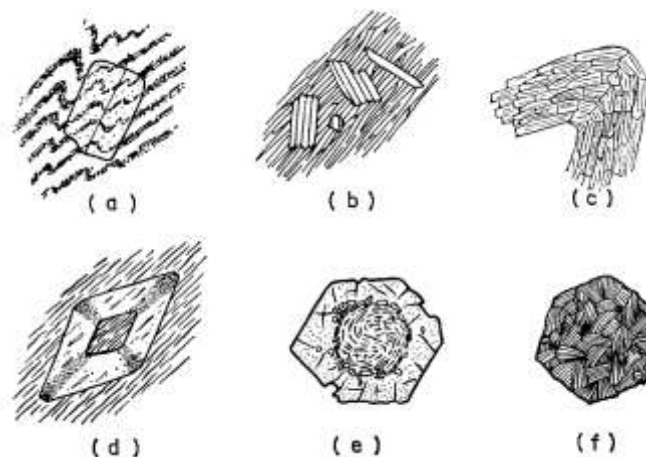


Fig. Met 74. Critérios para distinguir idade relativa de blastos minerais em relação à deformação

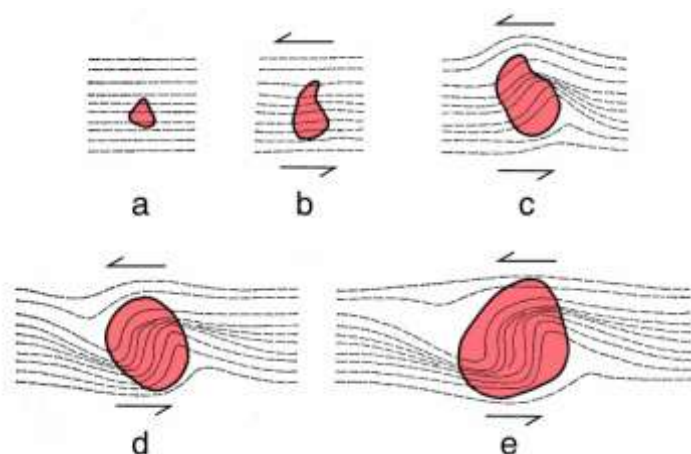
Blastos pré-cinemáticos

- a- cristal curvado com extinção ondulante
- b- foliação comprime-se em torno do porfiroblasto
- c- Sombra de pressão em torno do porfiroblasto
- d- Bandas -kinks ou microdobras
- e- Microboudinagem
- f- Maclas de deformação



Blastos pós-cinemáticos

- a. dobras contínuas
- b. cristais sem orientação
- c. arcos poligonais
- d. quiastolite
- e. bordo sem inclusões é pós-cinemático
- f. agregado pseudomórfico



Blastos sin-cinemáticos

Textura em bola de neve da granada- Si forma espiral dentro da granada que roda por cisalhamento (Spry (1969) - Metamorphic Textures

Vejamos as projecções em diagramas metamorfismo-deformação-tempo que mostram a cristalização de cada blasto, em relação às fases de deformação nas figuras seguintes (Met. 75 e Met. 76)

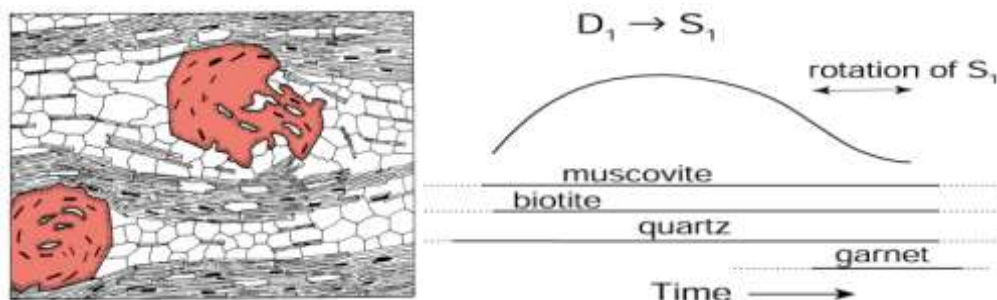
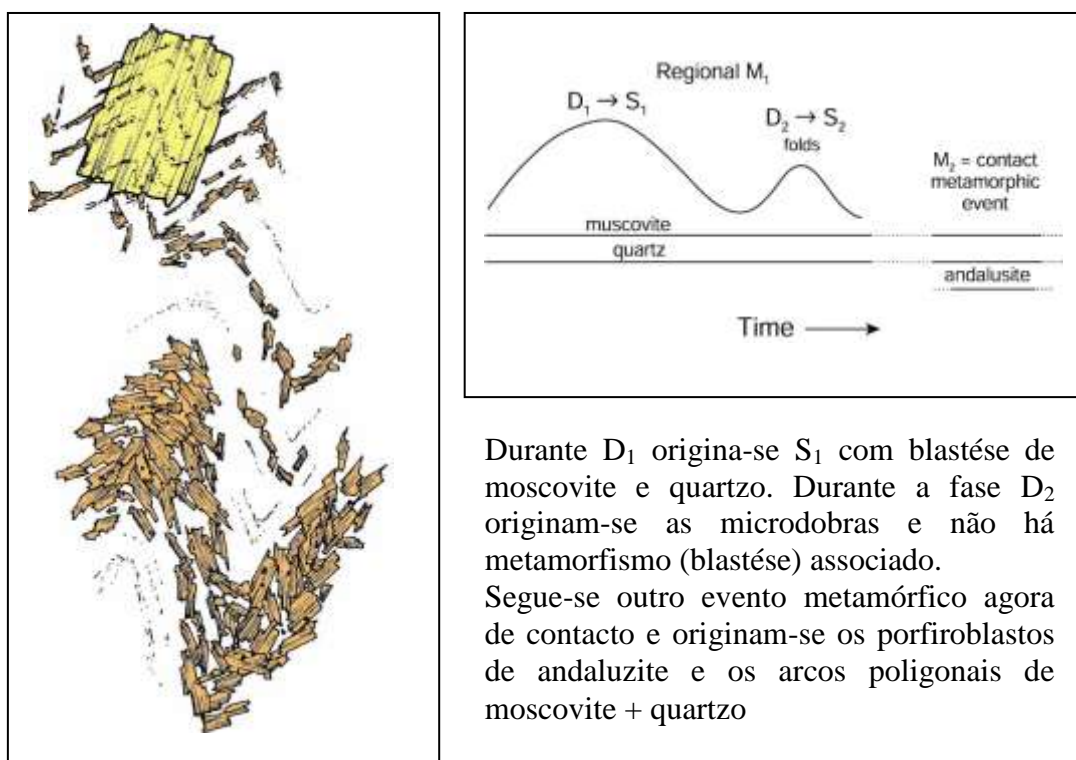


Fig. Met 75 – a) granada com textura em bola de neve; b) análise gráfica das relações entre deformação e metamorfismo. Extraído de Winter (2001)

Durante a fase de deformação D_1 origina-se a clivagem S_1 e formam-se as micas e o quartzo. No final de D_1 há rotação e há a blastese da granada que é sin-cinemática com esta rotação.



Durante D_1 origina-se S_1 com blastése de moscovite e quartzo. Durante a fase D_2 originam-se as microdobras e não há metamorfismo (blastése) associado. Segue-se outro evento metamórfico agora de contacto e originam-se os porfiroblastos de andalusite e os arcos poligonais de moscovite + quartzo

Fig. Met 76 – Diagramas metamorfismo-deformação-tempo. Retirado de Winter (2001).

Vejamos o quadro resumo (Fig. Met 77)

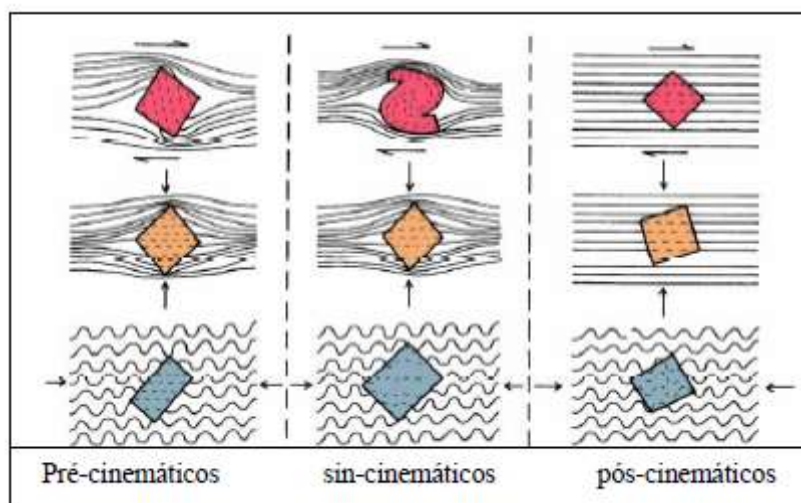


Fig. Met. 77- Relação entre a blastése e a deformação. Extraído de Wintet (2001)

Rochas muito deformadas- dinamometamorfismo

Rochas em que o agente metamórfico principal foi a tensão. A este metamorfismo também se chama metamorfismo dinâmico. Algumas classificações destas rochas são dadas nos quadros seguintes

Table 22-1. Classification of High-Strain Fault Zone Rocks

% fine matrix	Rocks without primary cohesion	Rocks with primary cohesion		
		Non-foliated	Foliated	Glass in matrix
50	Fault breccia	Microbreccia	Protomylonite	Blastomylonite (if significantly recrystallized)
70			Mylonite	
90	Fault gouge	Cataclasite	Ultramylonite	
				Pseudotachylite

After Higgins (1971)

Segundo (Killick, 2003)

Matrix nature	Random fabric	Foliated	% Matrix
Incohesive	Fault Breccia (>30% visible fragments)	?	<70
Incohesive	Fault Gouge (<30% visible fragments)	?	>70
	Cataclasite Series	Mylonite Series	
Cohesive	Protocataclasite	Protomylonite	< 50
Cohesive	Cataclasite	Mylonite	50 - 90
Cohesive	Ultracataclasite	Ultramylonite	90 - 100
Cohesive (Visible grain growth)	?	Blastomylonite Mylonitic Gneiss	>0-100

Há autores que não consideram as brechas e os cataclastos como rochas metamórficas. Como se vê nos quadros precedentes, a classificação das rochas miloníticas é feita com base na proporção entre a matriz e os porfiroclastos. Os ultramilonitos possuem apenas 10% de porfiroclastos, enquanto os protomilonitos possuem até 50% de porfiroclastos.

Os blastomilonitos são rochas com uma recristalização sintectónica muito intensa.

Os processos do metamorfismo dinâmico envolvem sempre a redução do tamanho do grão. Essa redução do tamanho do grão pode ser por cataclase e por recristalização. Na cataclase a deformação foi quebradiça ou frágil, e neste caso a rocha e os seus minerais são fracturados e esmagados. A recristalização faz-se em condições de deformação dúctil e o comportamento plástico e a fluência ocorrem devido a mudanças na estrutura dos grãos.

A deformação ser local (ver figura Met. 9b) ou regional. Durante a orogenia a deformação pode ser originada por cisalhamento, gerando-se grandes zonas de cisalhamento. Na figura Met.78 mostra-se a distribuição das rochas originadas por altas taxas de deformação com a profundidade. A espessura da zona de shear aumenta com a profundidade. A rocha também fica mais dúctil com a profundidade.

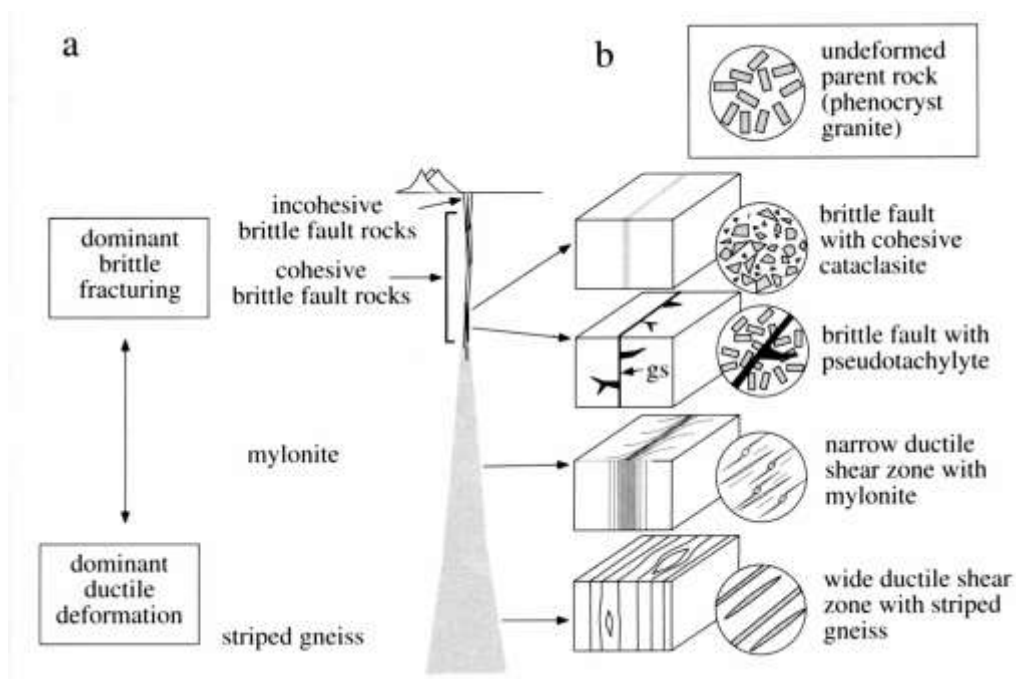


Fig. Met 78 – Distribuição das rochas muito deformadas com a profundidade. Extraído de Winter (2001)

A baixa profundidade origina-se uma brecha de falha (cataclasito) e a alta profundidade origina-se um blastomilonito (Fig. Met 79).

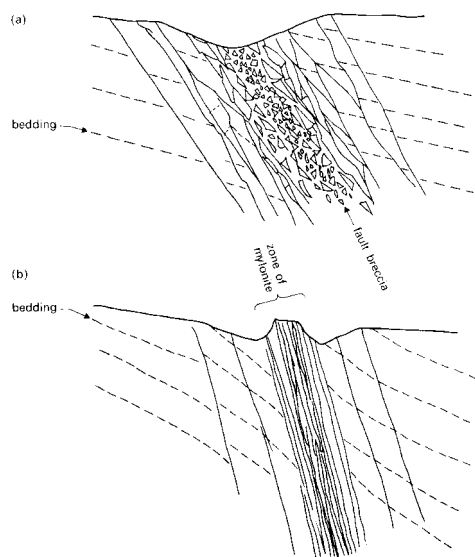
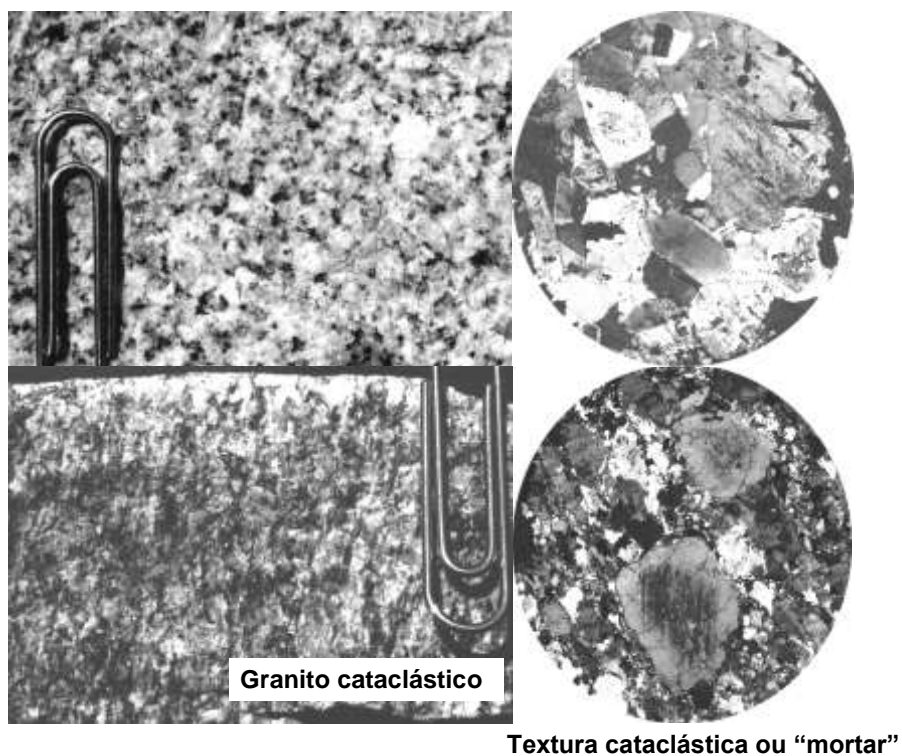


Fig. Met. 79 - Perfil ao longo de uma zona de falha. Segundo Mason (1978) *Petrology of the Metamorphic Rocks*. George Allen & Unwin. London.

Vejamos a figura seguinte (Met.80)



Met 80- Granito que foi afectado por cisalhamento. Mais afastado da zona de cisalhamento o granito fica cataclisado, sendo a plagioclase e quartzo afetados por cataclase intensa. O granito foi transformado em ortogneisse (milonito) e em blastomilonito

As temperaturas são geralmente elevadas e podem ser criadas pelo atrito durante o próprio processo de deformação. Os fluidos também contribuem para o metamorfismo, pois alteram a mineralogia e facilitam a recristalização.

À escala local, em zonas cuja espessura varia de <1mm de a vários metros, a deformação frágil ou dúctil ao longo de zonas de deformação localizadas (falhas) faz com que a rocha se fracture, recristalize e eventualmente funda, originando **pseudotaquilitos**. Este tipo de efeitos também é provocado pelo impacto de meteoritos.

Modelos metamórficos

A compreensão das relações entre o metamorfismo e o tectonismo requer a caracterização dos percursos P-T ao longo do tempo que uma dada rocha toma. Para compreender como variam T e P durante o ciclo de um evento metamórfico o tempo deve ser considerado. P e T podem variar de modos diferentes ao longo do tempo.

Há dois modelos de evolução para o metamorfismo orogénico. O normal é característico da maioria das cadeias orogénicas. (Fig. Met.81)

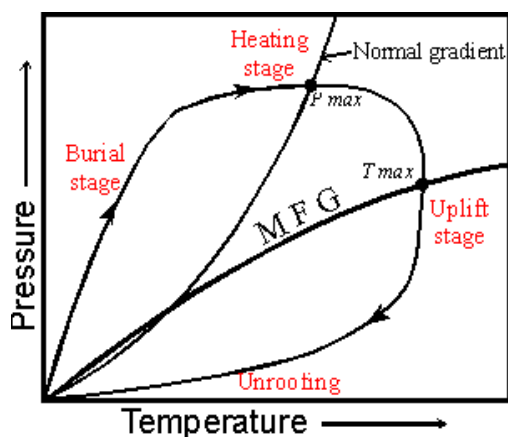


Fig. Met. 81 - modelo normal de evolução do metamorfismo orogénico

- 1- começa com a **fase de afundimento** em que a pressão sob rapidamente e a temperatura sobe pouco, pois as rochas são más condutoras de calor.
- 2- conforme a bacia se aprofunda e estabiliza a temperatura continua a subir mas a pressão permanece constante. Calor adicional pode ser fornecido pelo manto – esta é a **fase de aquecimento**.

- 3- **fase de soerguimento** - começa como uma resposta hidrostática à baixa densidade dos sedimentos e ao aumento de temperatura, que faz decrescer a densidade. No início desta fase T continua a subir, enquanto P decresce.
- 4- **fase de erosão** em que há rápida descida de T e P, devido à erosão provocada das rochas sobrejacentes.

Enquanto a maioria dos orógenos são caracterizados por esta sequência, os terrenos granulíticos mais antigos parecem ter evoluído de modo diferente - ou seja sentido retrógrado (Fig. Met.82)

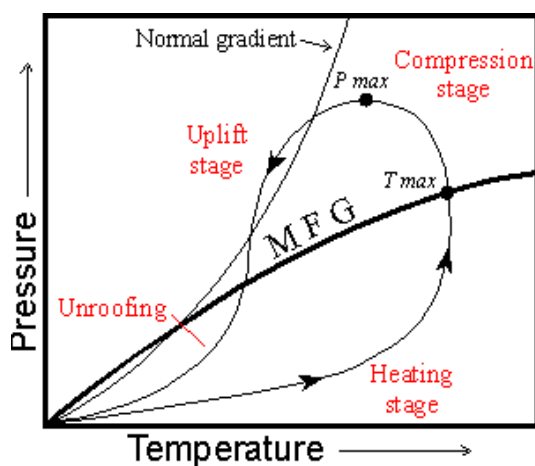


Fig. Met.82 – modelo de evolução retrógrada

- 1- adelgaçamento crustal extremo permite que o calor do manto suba e aqueça as rochas rapidamente a baixa pressão e próximo da superfície - **estágio de aquecimento**.
- 2- o magma ascende e cobre as rochas metamórficas. Quando as rochas ígneas solidificam causam aumento de P sobre as rochas metamórficas.
- 3- Esta inversão térmica produz arrefecimento muito lento pois as rochas ígneas sobrejacentes impedem o arrefecimento.
- 4- Um evento compressivo, **fase compressiva**, aumenta a pressão no sistema e inicia-se o **soerguimento**
- 5- Soerguimento e **erosão** ocorrem de modo semelhante ao caso precedente, com a pressão a decrescer mais rápido que T.

Condições P/T baixa a moderada - Séries buchiana e barrovia

As cadeias montanhosas possuem grandes faixas de rochas foliadas afectadas por metamorfismo regional desenvolvido sob condições de T moderada a alta e de P baixa a alta. Portanto o gradiente P/T é baixo a moderado. Gradiente P/T baixo é característico da série buchiana, enquanto gradiente P/T moderado é característico da série barrovia.

Os terrenos afectados por metamorfismo de alto grau em cada uma destas séries possuem frequentemente migmatitos. São rochas mistas que possuem uma fracção refractária, que muitas vezes mantém a foliação e outra fracção, constituída por quartzo+feldspato com textura granular, que já sofreu fusão.

Na **série buchiana** o gradiente geotérmico é 40-80 °C. A uma profundidade de 10 km a temperatura será próxima de 400-800 °C e a pressão é cerca de 0.3 GPa - inferior ao ponto invariante dos polimorfos de Al_2SiO_5 . O gradiente geotérmico moderado a alto característico desta série é atribuído ao aquecimento regional. O aquecimento regional superior ao do gradiente geotérmico normal é provocado:

- Pela intrusão epizonal de grande quantidade de massas ígneas-**plutonometamorfismo**. Esta grande quantidade de magmas é produzida durante os processos de convergência de placas, principalmente durante o desenvolvimento de arcos, mas também durante a colisão.
- Pelo adelgaçamento da crosta ou do manto litosférico que ocorre em zonas de rift ou em margens divergentes.
- Ao longo de grandes falhas de desligamento

No nosso país as rochas do Complexo Xisto-Grauváquico estão afectadas nalgumas zonas por este tipo de metamorfismo, que acompanhou o desenvolvimento da orogenia hercínica, que culminou na colisão continental da Laurasia e Gondwana e que se

processou até ao Pérmico, originando a Pangeia. A intrusão de grande quantidade de magmas graníticos epizonais provocou um aquecimento regional levando à ocorrência deste tipo de metamorfismo.

O metamorfismo acompanhado de deformação provoca uma foliação regional característica, que afecta as rochas desta série. As associações mineralógicas são semelhantes à da série de metamorfismo de contacto, mas não existem as associações da fácies sanidínica. A sucessão de fácies é zeolítica → prenhite –pumpeleite → xistos verdes → anfibolítica → granulítica.

Na série barroviana o gradiente T/P varia entre 20-40 °C/km e esta série desenvolve-se numa margem convergente. O aumento de temperatura é devido ao calor libertado pela intrusão de grandes quantidades de magmas ou o calor pode ser transportado pelos fluidos libertados da placa que sofre subducção. As pressões em que se desenvolve esta série para os termos intermédios do metamorfismo são superiores à pressão do ponto triplo dos aluminossilicatos.

A localidade tipo, onde esta série foi definida por Barrow, está situada nas Terras Altas (Highlands) da Escócia, onde este tipo de metamorfismo acompanhou a orogénese caledónica. A sucessão de fácies é também zeolítica → prenhite-pumpeleite → xistos verdes → anfibolítica → granulítica.

As paragénese das fácies de baixo grau são semelhantes nas duas séries. É na fácies anfibolítica que ocorre a diferença entre elas, pois na série buchaniana ocorre andaluzite nos graus intermédios de metamorfismo, enquanto na série barroviana ocorre cianite.

Associações e reacções

As associações mineralógicas da série buchaniana em rochas pelíticas são exemplificadas pela sequência: pirofilite-andaluzite-silimanite, sendo a associação andaluzite+cordierite distintiva nas rochas de grau metamórfico intermédio. Na série barroviana a sequência de minerais é : pirofilite-cianite-silimanite.

Muitas das reacções que ocorrem nestas séries são contínuas e envolvem a mica branca, biotite, clorite, granadas, plagioclase e anfíbolos. Também ocorrem mudanças descontínuas e mudanças polimórficas.

Rochas pelíticas

A **fácies zeolítica** faz a transição com a diagénese em protólitos sedimentares e desenvolve-se até cerca de 200- 275° C e P que pode atingir 0,6 GPa (Fig. Met 63).

A transição com a diagénese é gradual e é impossível definir uma fronteira. As argilas são gradualmente substituídas por clorite e forma-se mais ilite. Ao mesmo tempo as camadas dos minerais argilosos ficam mais ordenadas e há um aumento na cristalinidade da ilite. O carvão é convertido em grafite. Há um aumento no tamanho do quartzo e a recristalização e compactação originam uma foliação na rocha e o xisto argiloso é transformado em ardósia.

Os minerais são ilite, clorite, mica branca, quartzo, albite, microclina, mas também calcite, sulfuretos, grafite, hematite

Com o aumento de temperatura, o desaparecimento da smectite (argila) e da microclina pela reacção $\text{smectite} + \text{microclina} \rightarrow \text{ilite} + \text{clorite} + \text{quartzo}$, marca a transição para a **fácies da prenhite-pumpeleite**, que se desenvolve por volta dos 300-350 °C.

- Desaparece também a caulinite, a ilite aumenta a sua abundância e cristalinidade, há também blastése de albite e de moscovite., a clorite aumenta a sua abundância e muda a sua estrutura e composição por reacções contínuas.

- Em rochas ricas em Fe forma-se stilpnomelana (mica colorida rica em Fe^{3+}).

A composição química dos novos minerais indica que Si, Na, K, Ca, Mg e Fe têm de estar disponíveis para que se processem as reacções da sua formação. Estes elementos são derivados da calcite, dolomite, quartzo, microclina, clorite, biotite, óxidos de ferro de origem detrítica (sedimentar) e dos fluidos dos poros.

A transição da fácies da prenhite-pumpeleite para a fácies dos xistos verdes em rochas pelíticas é feita por reacções do tipo:



Clorite + microclina \rightarrow biotite + H₂O

Clorite + microclina + moscovite1 \rightarrow biotite + moscovite2 + quartzo + H₂O

Clorite + biotite 1 + quartzo \rightarrow granada + biotite 2 + H₂O.

Ou seja na **fácies dos xistos verdes** ocorre a clorite em graus de metamorfismo mais baixos (zona da clorite) a biotite em graus intermédios (zona da biotite) e a granada (zona da granada) no topo desta fácies. (O aparecimento da granada pode contudo não ocorrer, pois está dependente da composição do protólito e da composição da fase fluida. Além disso a composição da granada é muito variável e pode só ocorrer na fácies anfibolítica.).

Nesta fácies todas as argilas desapareceram, a prenhite e a pumpeleite desaparecem e os minerais mudam a sua composição. As associações típicas para a zona da clorite e da biotite estão representadas na figura Met. 83.

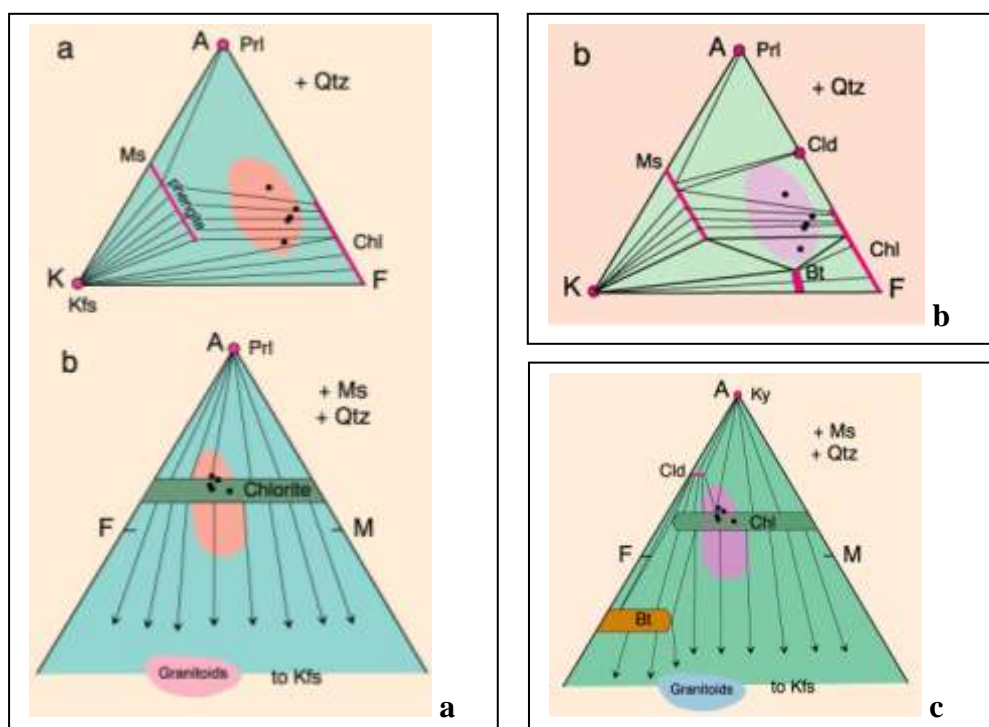


Fig. Met. 83- a) diagrama AKF; b) diagrama AFM de metapelitos na zona da clorite; c) diagrama AFM da zona da biotite. Extraído de Winter (2001)

As associações do topo da zona da biotite e da zona da granada estão representadas na figura Met. 84.

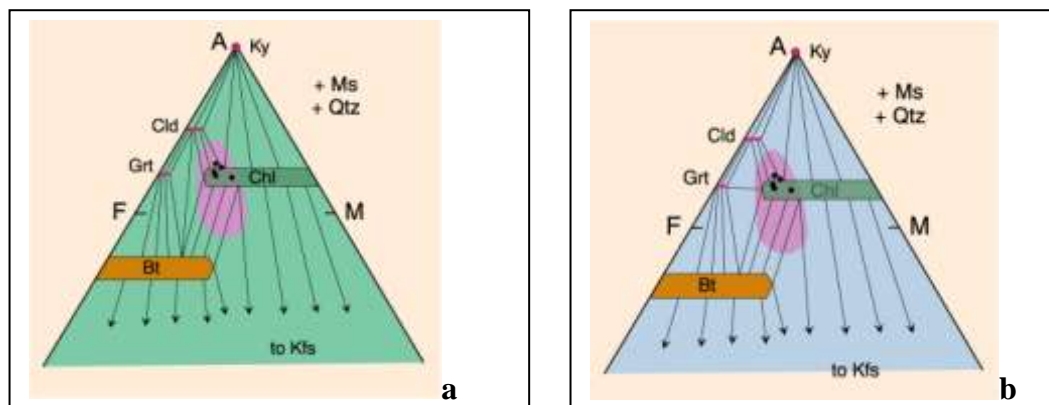


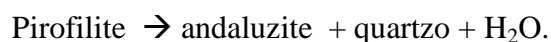
Fig. Met 84- Projecção AFM das associações: a) do topo da zona da biotite; b) da zona da granada. Extraído de Winter (2001)

Notar nesta figura que a granada pode ocorrer no topo da zona da biotite, mas o seu aparecimento é só em composições muito ricas em ferro; em b) há o aparecimento de granada por reacções do tipo cloritóide + biotite \leftrightarrow granada + moscovite + H₂O ou Cloritóide + biotite \leftrightarrow granada + clorite

As rochas características desta fácies são as ardósias, os filitos ou filádios e alguns micaxistos no topo da fácies. A fácies dos xistos verdes é a que possui maior desenvolvimento em toda a Terra e as temperaturas são da ordem de 350- 520 °C.

A transição para a **fácies anfibolítica** é uma zona muito larga. A fácies anfibolítica desenvolve-se com temperaturas que vão até aos 700 °C. O desaparecimento da pirofilite e da albite, sendo substituída pela oligoclase e o aparecimento da cordierite e da andaluzite são características na série bucaniana. Na série barroviana ocorre a estauroлите e a cianite.

A transição é marcada por reacções tais como:



No topo da fácies anfibolítica a andaluzite origina silimanite. Outros minerais que ocorrem na fácies anfibolítica são a moscovite, quartzo, cloritóide, feldspato alcalino, turmalina, titanite. As rochas características são os micaxistos.

Na série barroviana ocorre cianite e estauroлите na base desta fácies e silimanite no topo. As reacções que levam à sua formação são:

Clorite + granada + moscovite + ilmenite → estauroлите + biotite + plagioclase + quartz + H₂O.

Pirofilite → cianite + quartz + H₂O.

Estauroлите + moscovite + quartz → biotite + cianite + H₂O

Cianite → silimanite

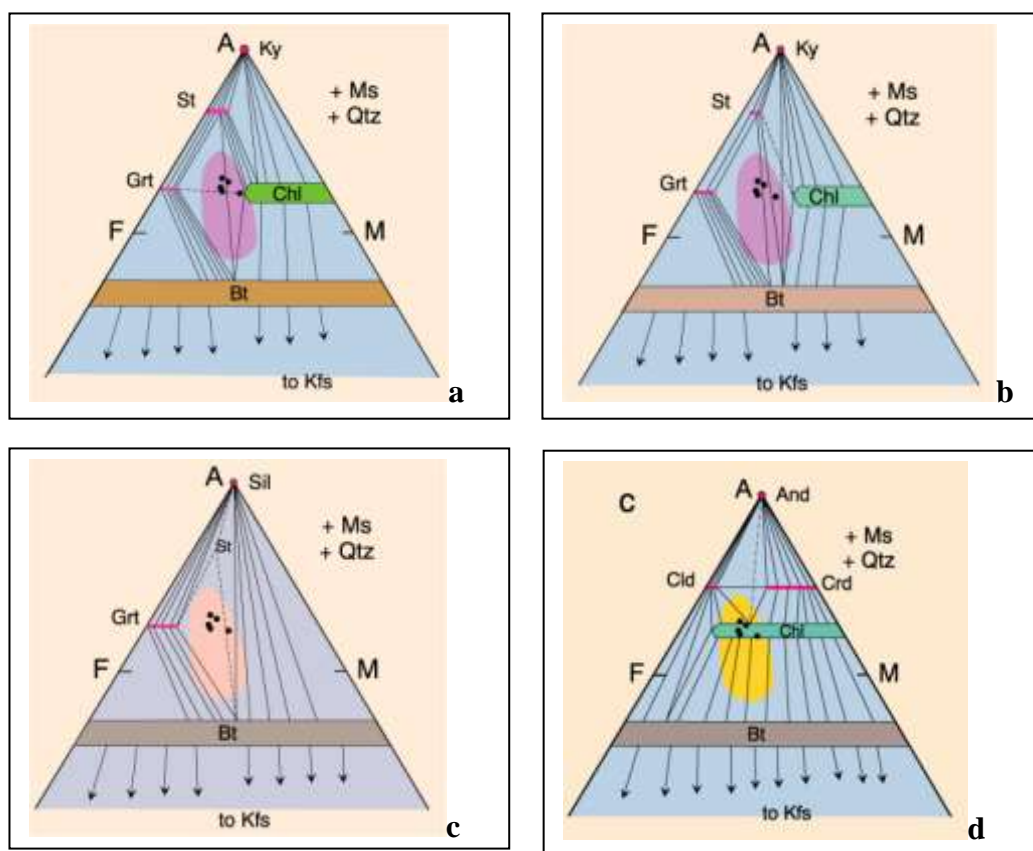
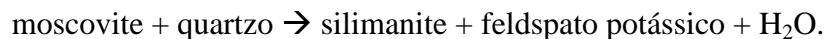


Fig. Met. 85 – Diagramas AFM com as associações da fácies anfibolítica da série barroviana: a) zona da estauroлите; b) zona da cianite; c) zona da silimanite. Em d) zona da cordierite na série buchanaiana. Extraído de Winter (2001)

Na série buchanaiana (baixa P) a cordierite é estável a mais baixas T (450- 500 °C) do que na série barroviana de pressão intermédia (> 800 °C). Estas T mais altas originam fusão e por isso a cordierite é mais frequente na série buchanaiana. A estauroлите é estável até T próximas de 700 °C na série barroviana mas só é estável até T de 560 °C na série buchanaiana.

Na **fácies granulítica** a moscovite não existe. Ocorre o feldspato potássico em maior abundância e a silimanite pela reacção:



As rochas desta fácies são caracterizadas pela ocorrência de silimanite, ortoclase ou ortopiroxena, nas rochas mais ricas em quartzo e feldspato. O desaparecimento da mica faz com que a rocha fique com uma textura mais granular ou gnaissica.

As associações da fácies granulítica geralmente só se desenvolvem-se em rochas anidras, pois se houver água há fusão parcial e originam-se migmatitos. Contudo em rochas pelíticas se a água for removida pelos magmas mínimos formados ou escapar por fracturas da rocha, o sistema residual fica anidro e pode conter associações da fácies granulítica. A representação nos diagramas AFM faz-se a partir do K-feldspato e não da moscovite (Fig. Met 86)

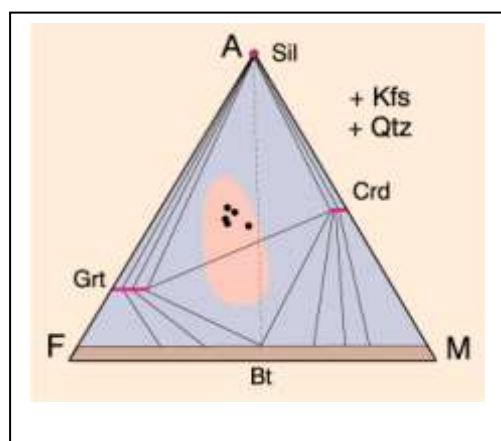


Fig. Met. 86- Associações da fácies granulítica no diagrama AFM. Extraído de Winter (2001)

A temperaturas mais altas forma-se Mg-cordierite e normalmente, como há fusão, pode só aparecer em rochas anidras. Associações mais raras de altas T são safirina+quartzo e espinela+quartzo.

Rochas básicas

Na **fácies zeolítica** ocorrem zeólitos, filossilicatos (micas e argilas), quartzo e carbonatos (Fig. Met. 87a).

Os minerais cristalinos das rochas ígneas permanecem mais ou menos intactos. Aparece albite, clorite e laumontite, que substitui a heulandite. O aparecimento da laumontite é muitas vezes tomado como uma das reacções que marcam o limite do metamorfismo. Com o aumento de T a laumontite desaparece e começa a parecer prenhite e pumpeleite.

Na **fácies da prenhite-pumpeleite** ocorre a associação prenhite-pumpeleite e não ocorrem zeólitos. A albite ocorre em maior quantidade, formando-se a partir da analcite (zeólito). Ocorrem ainda calcite, mica branca, microclina e lausonite. Os zeólitos desaparecem a cerca de $200 \pm 75^\circ \text{C}$. A fácies da prenhite-pumpeleite tem o seu limite inferior a cerca de 250°C e pressão a cerca de 0,1 a 0,5 GPa, o que corresponde a cerca de 3 a 13 km de profundidade. No topo da fácies pode ocorrer actinolite (Fig. Met. 87b)

Os minerais que definem a fácies zeolítica e da prenhite-pumpeleite estão concentrados em veios, poros, amígdalas e na matriz muito fina das rochas ígneas.

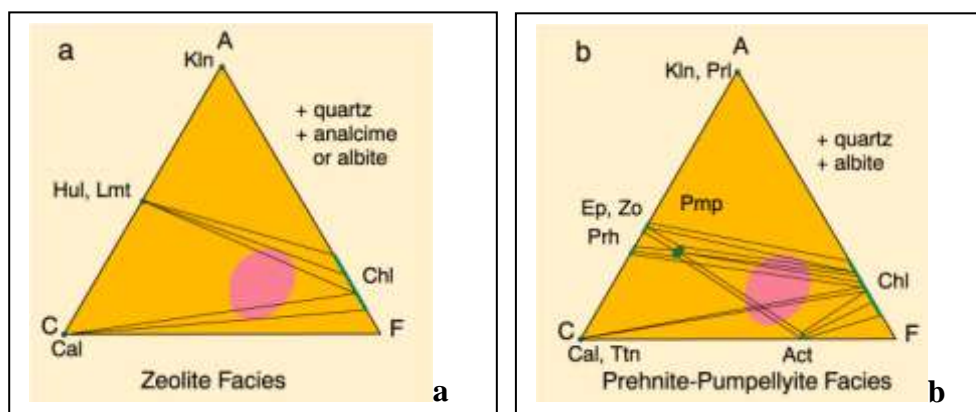


Fig. Met.87- Associações das fácies zeolítica (a) e da prenhite-pumpeleite (b) em rochas básicas, representadas no diagrama ACF. Extraído de Winter (2001).

Na figura Met. 88 mostra-se a mineralogia que pode ser encontrada nestas duas fácies em rochas básicas.

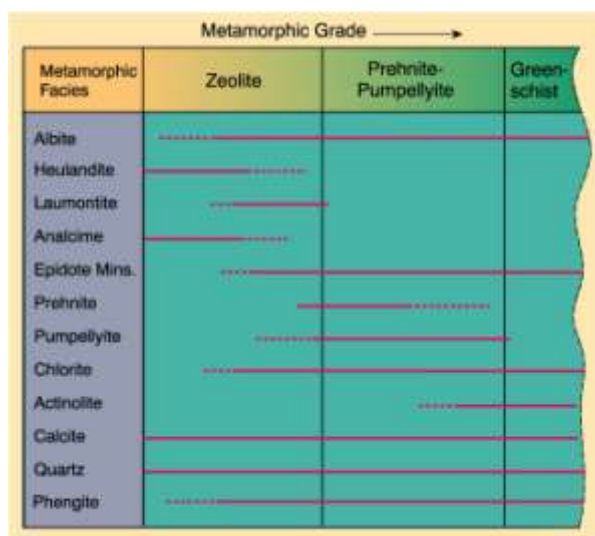
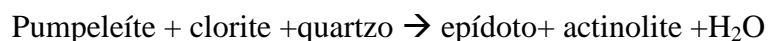


Fig. Met. 88- Mineralogia de metabasitos nas fácies zeolítica e da prehnite-pumpeleite. Extraído de Winter (2001)

A **fácies dos xistos verdes** é marcada pelo desaparecimento da associação prehnite-pumpeleite e pela blastése de actinolite por reacções do tipo



Ainda se podem encontrar texturas relíquias, mas a maior parte da mineralogia é metamórfica. Ocorrem clorite, albita, actinolite, epídoto, quartz, calcite e biotite (Fig. Met. 89a).

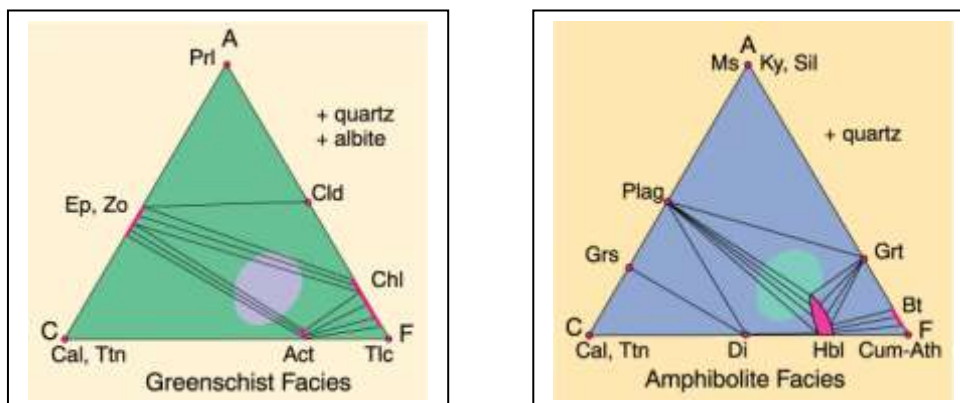
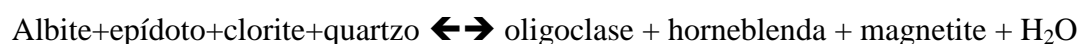


Fig. Met. 89- Associações das fácies dos xistos verdes (a) e anfibolítica (b) em metabasitos. Extraído de Winter (2001).

A presença de abundante actinolite, clorite e epídoto fazem com que as rochas possuam cor verde. O xisto verde é a rocha que dá o nome à fácies, embora haja xistos de cor verde que não pertencem a esta fácies.

Na **fácies anfibolítica** aparece a hornblenda, plagioclase (oligoclase), granada, raro epídoto, biotite, augite e desaparecem a actinolite, clorite e albite. Na figura Met. 89b é dado o diagrama ACF que ilustra as associações mineralógicas e na figura Met. 90 é mostrada a mineralogia.

As reacções que originam a hornblenda e a plagioclase consomem o epídoto e a clorite e são do tipo



A rocha que dá o nome à série é o anfibolito, que é uma rocha maciça, verde escura ou negra e que possuem quantidades semelhantes de hornblenda e plagioclase. Com o aumento do grau metamórfico a hornblenda fica mais castanha, devido à maior quantidade de Ti que possui.

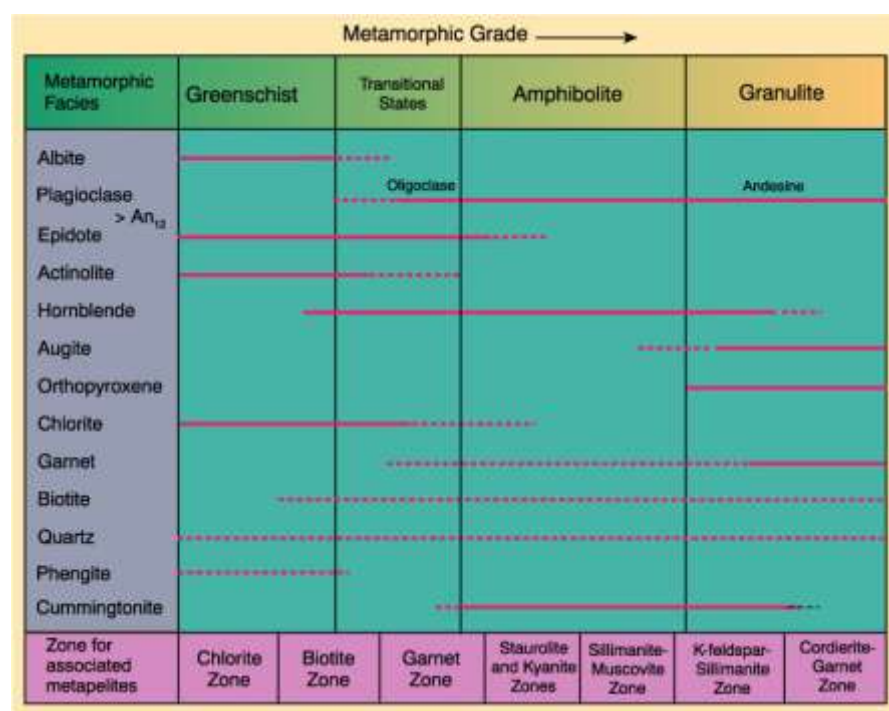


Fig. Met. 90 – Mineralogia de metabasitos nas fácies dos xistos verdes, anfibolítica e granulítica (Extraído de Winter (2001))

tem a ver com o facto da desidratação ser devida à infiltração de CO₂ que substitui a água no fluido e não à eliminação de todo o fluido.

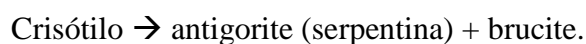
A composição global das rochas granulíticas é também distinta da das rochas anfíbolíticas. Há ainda muitas incógnitas sobre a origem destas rochas.

Vejam agora as associações e as reacções para as várias fácies noutras famílias químicas:

Na **fácies zeolítica** nas rochas carbonatadas ocorrem calcite, dolomite e quartzo a P_{CO₂} moderada a alta. Se P_{CO₂} for baixa ocorrem talco, anquerite e clorite. Nas rochas ultrabásicas ocorrem serpentina (crisótilo), talco e calcite.

Na **fácies da prenhite-pumpeleite** a associação mineralógica em rochas carbonatadas é semelhante à da fácies zeolítica e a da fácies dos xistos verdes. As rochas são mármore e calco-xistos, que possuem uma mineralogia semelhante à das rochas de metamorfismo de contacto.

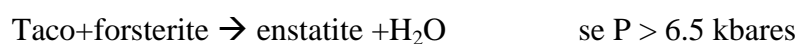
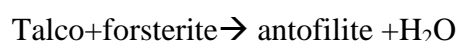
Em rochas ultrabásicas o crisótilo passa a antigorite (serpentina) + brucite pela reacção



Na **fácies dos xistos verdes** ocorrem nas rochas ultrabásicas a antigorite, que ocorre associada ao talco, à clorite, tremolite e brucite. Nestas rochas a passagem para a fácies anfíbolítica é marcada pelo desaparecimento da antigorite, que é convertida em forsterite pela reacção antigorite \rightarrow forsterite + talco + H₂O.

Na **fácies anfíbolítica** nas rochas carbonatadas ocorrem tremolite, flogopite, diópsido, idiocrase, escapolite, grossulária, volastonite e forsterite. Se os protólitos forem impuros podem aparecer a hornblenda e a zoizite (epídoto).

Em rochas ultramáficas aparecem a enstatite, a antofilite (anfíbola magnésiana) e a forsterite por reacções do tipo:



Na **fácies granulítica** em rochas carbonatadas desaparecem a flogopite e a tremolite. Ocorre escapolite, grossulária, diópsido, calcite, quartzo. Nas rochas ultramáficas a antofilite e o talco desapareceram e as rochas são constituídas por enstatite, diópsido e forsterite.

ULTRAMETAMORFISMO E MIGMATITOS

Na série barrovia, no topo da fácies anfibolítica e na fácies granulítica, em rochas pelíticas e quartzo-feldspáticas, ocorrem **gnaisse de injeção**. São rochas com laminação gnaissosa ou bandado gnáissico, com alternância de bandas escuras (melanossomas) e bandas claras (leucossomas). Os leucossomas têm composição e textura graníticas. Correspondem a magmas mínimos, produzidos por fusão parcial e injectados entre as bandas escuras refractárias. Estas bandas de melanossomas têm texturas foliadas, são ricas em biotite ou anfíbola e possuem outros minerais refractários como a cordierite, aluminossilicatos, hercinite, corindo, granada, piroxenas, dependendo do protólito.

Outras rochas também comum nos terrenos de alto grau metamórfico, em rochas pelíticas e quartzo-feldspáticas, e em ambas as séries são os **migmatitos**. Foram reconhecidos por Mehnert (1968) 12 tipos de migmatitos, de acordo com as suas estruturas (Fig. Met. 92)

Vários tipos de estruturas podem ser encontrados no mesmo afloramento. Na estrutura agmática blocos angulares de melanossoma são separados por veios finos de leucossoma, enquanto na estrutura “raft” (jangada) os blocos são arredondados e inclusos em massas maiores de leucossoma.

Os migmatitos são rochas mistas formadas por ultrametamorfismo que possuem uma fracção refractária formada por minerais resistentes à fusão e de cor escura (melanossoma) e por uma fracção que já fundiu, formada por minerais félsicos, claros (leucossoma ou neossoma) (Fig. Met. 93)

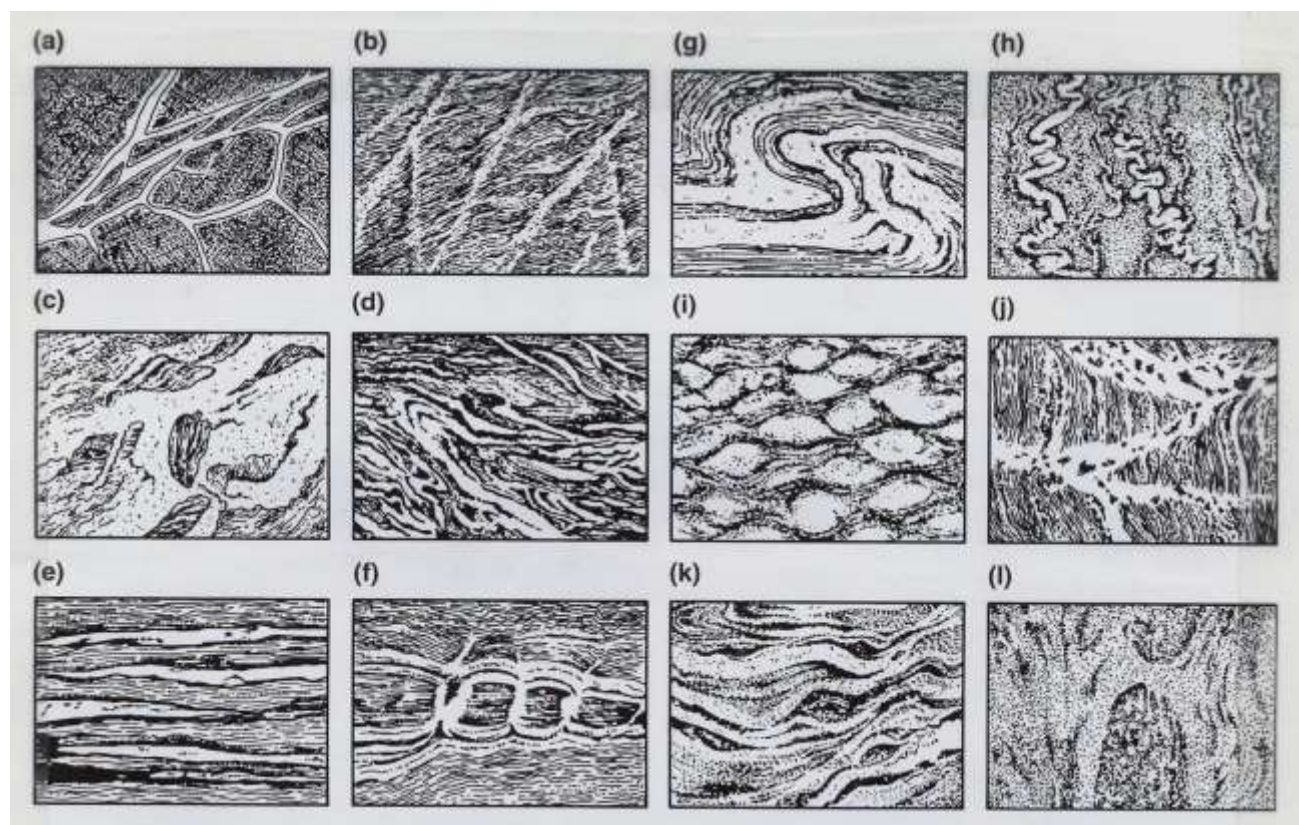


Fig. Met 92– Classificação dos migmatitos de acordo com as suas estruturas (Mehnert, 1968 e extraído de Raymeond, 1995

)

- | | |
|----------------------------------|---|
| a) agmática ou brechóide; | b) diktionítica ou em rede ou mesh |
| c) em jangada ou raft; | d) Venular; |
| e) Stromática ou bandada; | f) boudinada ou surreítica |
| g) dobrada | h) pitgmática |
| i) ocelada | j) stictolítica |
| k) schlieren | l) nebulítica |

Os melanossomas têm textura foliada e são compostos por biotite ou anfíbola e possuem outros minerais refractários tais como a cordierite, silimanite, corindo, espinela, granada e piroxenas, dependendo do protólito. O leucossoma tem textura granular hipidiomórfica ou granítica e é constituído por quartzo, feldspato potássico e plagioclase e corresponde a um magma mínimo. Os dois componentes, melanossoma e leucossoma podem ocorrer em proporções e fábricas muito distintas.

Leucossomas com composições não graníticas ou exibindo texturas metamórficas podem ser formados por metassomatismo ou por diferenciação metamórfica. Há migmatitos que se formam devido a fluência dúctil e “boudinagem”, associada a dobramento, mas a maioria forma-se por fusão parcial.

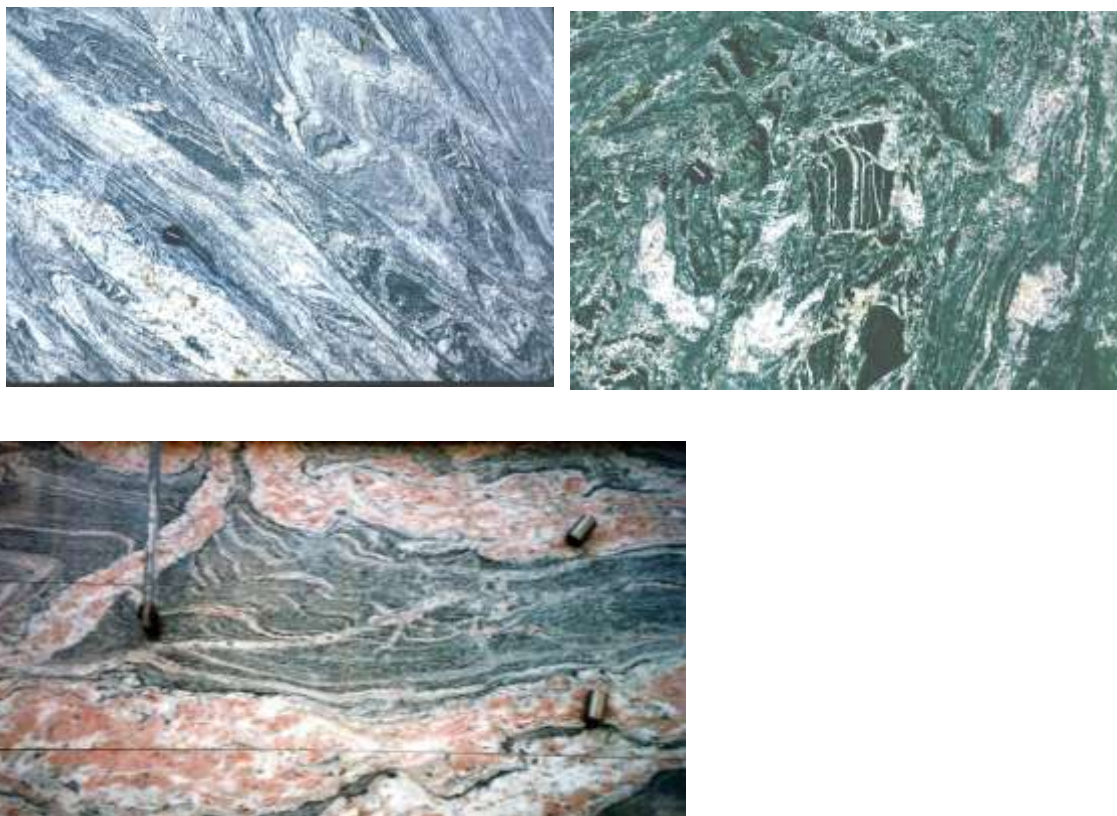


Fig. Met 93. - Exemplos de migmatitos

Origem dos migmatitos

Na origem dos migmatitos estão processos magmáticos, metamórficos e estruturais, que se desenvolvem em condições P-T do topo da fácies anfibolítica ou na fácies granulítica. Quando existem fluidos disponíveis e as temperaturas excedem a temperatura mínima de fusão do granito, a associação de minerais de baixa temperatura (quartzo+ feldspato potássico+ plagioclase sódica) presente nas rochas funde, coalesce ou migra como um magma e cristaliza para formar o leucossoma.

A maioria dos migmatitos são originados por metamorfismo de alta temperatura, com fusão parcial, em rochas que contêm abundante quartzo e feldspatos. A cerca de 650-700 °C a fusão parcial destas rochas sob condições de saturação em água começa a ser um processo importante na evolução das rochas metamórficas.

Foi demonstrado experimentalmente pelas experiências de Winkler e Von Papen nos anos 50 e 60 do século XX, que rochas da família pelítica/psamítica (filitos, micaxistos, metagrauvaques) aquecidos a mais de 650 °C começavam a fundir. A fusão deixava um resíduo de silimanite, cordierite, granada, biotite e a composição da fase fundida mudava de aplítica a granítica e depois a granodiorítica com o aumento do grau de fusão. Verificou-se também que a composição do protólito tem influência na temperatura a que a fusão começa.

O magma produzido tem composição eutética e a sua evolução depende da quantidade formada além de outros factores sendo a deformação um factor de grande importância. Pequenas quantidades não podem migrar para grandes distâncias e formarão bandas, lenticulas, nódulos de composição granítica. Se for produzido em maior quantidade pode formar massas que podem ser concordantes com a foliação originando gnaisses de injeção ou veios graníticos que cortam a rocha metamórfica originando um migmatito com estrutura brechóide.

METAMORFISMO DE ALTO P/T

As séries sanbagawa e francisquiana

Ambas as séries são caracterizadas pela ocorrência da fácies dos xistos azuis ou fácies dos xistos glaucofânicos ou fácies da lausonite-glaucofana. Toma este nome devido à ocorrência de glaucofana (anfíbola azul), que dá cor azulada às rochas, embora nem todas as rochas sejam azuis nem todas sejam xistosas. E também há rochas que contêm glaucofana e que não pertencem a esta fácies. As condições de P-T indicadas pela mineralogia indicam altas P enquanto T é baixas a moderada e as análises estruturais mostram que a pressão dominante é a pressão litostática sendo a pressão dirigida

baixa. Estas condições estáticas são atingidas no afundimento rápido e por isso este metamorfismo por vezes é chamado de estático ou de afundimento

Estas séries formam-se tipicamente no lado da fossa de subducção, em faixas metamórficas duplas. Nalguns casos também se formam durante a colisão, induzida por subducção, entre um continente e um arco de ilhas, uma microplaca continental ou outro continente. As rochas que formam a zona externa das faixas metamórficas são fragmentos da crosta oceânica e sedimentos sobrejacentes pelo que as rochas que formam estas séries de fácies são: metabasitos, metagrauvaques, metapelitos, alguns carbonatos e chertes. Os minerais tipomorfos são laumontite, pumpeleite, glaucofana, lausonite, aragonite, jadeite e onfacite.

A maior parte das rochas destas séries ocorre em cadeias montanhosas jovens, mas também são conhecidos xistos azuis do Pré-Câmbrico e do Paleozóico Inferior. Em muitos casos há sobreposição de metamorfismo de mais alta T.

As texturas são muito variáveis. A pressão promove a recristalização e blastése sem o desenvolvimento de foliações marcadas. Nestas circunstâncias as rochas contêm texturas relíquias tais como epiclástica, porfirítica, ofítica, amigdaloidal. São frequentes pillows em metabasitos, pseudomorfose de radiolários em chertes. As texturas cataclásticas são frequentes. Com o aumento do metamorfismo originam-se texturas granoblásticas e diablásticas. Se houver deformação originam-se texturas foliadas, tais como foliadas cataclásticas, protomiloníticas, xistosas e gnaissosas.

Duas séries de fácies são reconhecidas: sanbagawa e francisquiana distintas pela progressão de fácies. Na série sanbagawa a sucessão de fácies é:

fácies zeolítica → prehnite pumpeleite → xistos azuis → xistos verdes → anfibolítica, enquanto na série francisquiana a sucessão de fácies é:

fácies zeolítica → prehnite pumpeleite → xistos azuis → eclogítica, indicando temperaturas menores na origem das rochas que constituem esta série de fácies do que na série sanbagawa.

O exemplo melhor estudado do metamorfismo do **tipo francisquiano** ocorre no Complexo Franciscano Cretácico da Califórnia. Este complexo contém blocos

extremamente dobrados e falhados e escamas de rochas pouco metamorfisadas ou não metamorfisadas e blocos tectónicos de menor dimensão com contactos falhados. Por esta razão o complexo chama-se uma *mélange*.

É estruturalmente muito complexo e apenas nalguns lugares é possível marcar as estruturas contínuas em grandes extensões.

As rochas de baixo grau de metamorfismo ou não metamórficas são aquelas que é possível encontrar nas sequências ofiolíticas, tais como pillows, xistos argilosos, chertes, radiolários e calcários ao mesmo tempo que sedimentos clásticos encontrados nas fossas oceânicas tais como metagrauvaques. São também estas rochas que se encontram metamorfisadas nas fácies que constituem esta série.

A **série sanbagawa** está definida no complexo que foi acrecionado ao Japão durante o Mesozóico. Assim como o Complexo Francisquiano também possui a fácies dos xistos azuis, mas a faixa Sanbagawa no Japão é dominada por litologias pelíticas, embora também ocorram carbonatadas, básicas e metagrauvaques.

Fácies dos xistos azuis

No Complexo Francisquiano a maior parte das rochas são xistosas e a litologia é dominada por metagrauvaques. As estimativas de T são de 125-350 °C e de P de 0,4 a 1 GPa. Nas rochas pelíticas ocorre moscovite, clorite, quartzo, albite, lausonite, glaucofana, jadeíte, aragonite e granada. Nas rochas quartzo feldspáticas ocorre também jadeíte, aragonite e titanite, enquanto as siliciosas contêm crossite e aegirina. Nas rochas básicas é comum a associação lausonite – glaucofana a que se junta a albite a jadeíte, granada, titanite, pumpeleite. Nas rochas carbonatadas além da associação lausonite – glaucofana ocorre aragonite.

Na faixa Sanbagawa em rochas pelíticas ocorre moscovite, clorite, quartzo e glaucofana enquanto as rochas quartzo feldspáticas possuem a associação lausonite - glaucofana e calcite. Nas rochas básicas ocorre actinolite e epidoto, glaucofana, nas ultrabásicas ocorre antigorite, magnetite, magnesite e nas carbonatadas ocorre aragonite.

Na figura Met. 94 é mostrado o diagrama ACF dos metabasitos desta fácies.

A presença de lausonite e glaucofana e de jadeíte + quartzo é indicadora de altas pressões

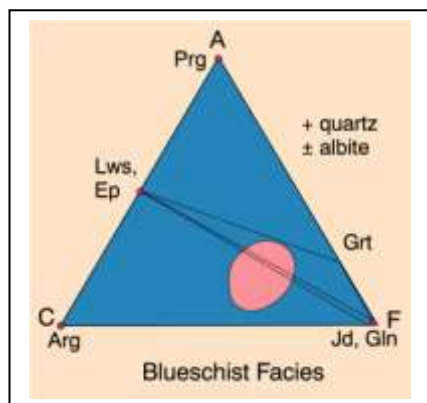


Fig. Met. 94- ACF diagrama de metabasitos da fácies dos xistos azuis. Extraído de Winter (2001)

Uma questão que precisa de ser abordada é a presença desta fácies. Se este tipo de rochas foram formadas a altas pressões, depois de soerguidas ficam sujeitas a baixas pressões como conseguem preservar-se? Isto indica que rochas antigas da fácies dos xistos azuis devem ser muito raras, e na verdade são-no, e que o “up-lift” teve de ser muito rápido para que não houvesse transformação para minerais de mais baixa P, que mascarassem as associações de alta P.

A maioria das áreas onde ocorre esta fácies tem evidências de estarem associadas com margens convergentes onde ocorreu subducção. Parece que a subducção é necessária para produzir os gradientes de alta P e baixa T. Apenas se estas rochas forem rapidamente soerguidas e expostas à superfície poderão preservar a sua mineralogia da fácies dos xistos azuis, sem sobreposição de metamorfismo regional de gradiente geotérmico normal.

Fácies eclogítica

No Complexo Francisquiano são só encontradas como blocos tectónicos exóticos de poucos metros de diâmetro. São derivados de basaltos e são caracterizados pela presença de onfacite (clinopiroxena rica no componente jadeíte [NaAlSi₂O₆]). Além

da onfacite possuem granada (geralmente piropo) rútilo, esfena e por vezes quartzo. As temperaturas máximas indicadas pela associação mineralógica são de 300 -540 °C e pressões de 0,6-1,4 GPa.

Os eclogitos são rochas raras com aspecto característico dado pela ocorrência das granadas vermelhas e piroxenas verdes. Os eclogitos são rochas de grão médio, com textura garnoblástica compostas por onfacite (solução sólida diópsido-acmite-jadeíte) e granada, essencialmente a solução sólida piropo-almandina. A onfacite verde e a granada vermelha constituem mais de 67% dos minerais presentes, sendo a granada mais de 30%. Mesmo os metabasitos não contêm plagioclase, que se deve a reacções do tipo:

Anortite+forsterite → piropo

Anortite + enstatite → piropo+diópsido+quartzo

Além destes minerais contêm ainda cianite, corindo, diamantes, olivina, lausonite que indicam condições de alta P e T variável. A figura Met. 95 mostra o diagrama ACF de metabasitos desta fácies

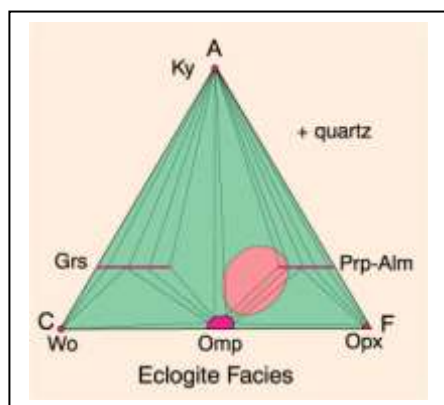


Fig. Met. 95 – Diagrama ACF de metabasitos da fácies eclogítica. Extraído de Winter (2001)

O Coleman et al. (1965) subdividiram os eclogitos com base na sua ocorrência em:

Grupo A - xenólitos em basaltos alcalinos e kimberlitos

Grupo B- bandas ou lentículas em gnaisses migmatíticos

Grupo C- bandas ou lentículas associados a xistos azuis.

Carswell (1990) subdividiu os eclogitos com base na temperatura de equilíbrio em:

Eclogitos de baixa T (450 -550 °C)

Eclogitos de T intermédia (550- 900 °C)

Eclogitos de alta T (900-1600 °C)

Os **eclogitos do grupo A** são de alta T. São raros e pequenos. A granada é piropo. O campo de estabilidade destes eclogitos situa-se a $P > 2,4$ GPa (profundidades superiores a 75 km) e T próximas de 1200° C. São provavelmente derivados da delaminação da camada eclogítica, que separa a crosta continental do manto subcontinental, ou podem representar crosta oceânica subducatda, sendo incorporados nos magmas em ascensão. A sua mineralogia inclui cianite, coesite e diamantes.

Os **eclogitos do grupo B** correspondem na maioria aos de T intermédia. A granada contém 30-55% de piropo. Podem conter quartzo, cianite, zoizite, paragonite, coesite e micro diamantes. As rochas encaixantes pertencem à fácies anfíbolítica granulítica ou mesmo dos xistos azuis e os eclogitos estão-lhes associados. De qualquer modo as ocorrências são sempre restritas e derivam de um único tipo de protólito (rochas básicas alcalinas). Estas rochas representam raízes muito profundas de rochas continentais em cinturões orogénicos, originadas a profundidades superiores a 100 km e depois soerguidas tectonicamente.

Os **eclogitos do grupo C** correlaciona-se, na generalidade, com os de baixa temperatura. São associações típicas xistos azuis – eclogitos das zonas de subducção, que são fragmentados e dispersos tectonicamente. Possuem zoizite, epídoto, quartzo, anfíbola, de retromorfismo, fengite, paragonite e a granada contém <30% de piropo

Metamorfismo do fundo oceânico

As temperaturas do *solidus* dos basaltos rondam os 1200 °C e conseqüentemente minerais hidratados não são típicos destas rochas. Como os minerais metamórficos formados a baixas temperaturas são essencialmente minerais hidratados, conclui-se que o metamorfismo de baixo grau dos basaltos tem de ocorrer com excesso de água. Se a água não estiver presente então os basaltos persistem sem ser metamorfizados até altas temperaturas.

A hidratação ocorre durante o metamorfismo do fundo oceânico devido à actividade hidrotermal intensa que se regista nos riftes

As reacções de hidratação são fortemente exotérmicas, portanto libertam calor. Daqui resulta que as reacções metamórficas exotérmicas têm a particularidade de se acelerarem a elas próprias e uma vez iniciadas prosseguem até se completarem, desde que a água esteja disponível.

Ou seja as associações mineralógicas resultantes das reacções de hidratação das rochas ígneas são metastáveis e tendem a prosseguir muito para além do equilíbrio.

Por ex. a reacção que ocorre a baixa temperatura, diópsido + anortite + água → clorite + prenhite + quartzo, desde que a água esteja sempre disponível, tende a completar-se e a associação de equilíbrio não será conseguida; daí que as associações mineralógicas das rochas básicas de baixo metamorfismo sejam de desequilíbrio.

As rochas submetidas a um metassomatismo mais extremo possuem poucos minerais, pois como a água está sempre disponível as reacções tendem a completar-se. Uma rocha pouco metamorfizada contendo clorite+epídoto+albite+actinolite+quartzo perde a actinolite e o epídoto, depois a albite até ficar formada apenas por quartzo+clorite. Ao mesmo tempo a clorite fica mais rica em Mg. O metamorfismo do fundo oceânico envolve remoção do Mg da água do mar para formar clorite.

Os processos de hidratação levam à formação de estruturas metassomáticas zonadas como a rede de veios de substituição e as capas concêntricas formadas por minerais de alteração que envolvem as pillow-lavas.

Da interacção da rocha com o fluido resulta uma redistribuição dos elementos químicos nas rochas, com introdução e remoção de elementos ou seja o metassomatismo é um processo fundamental no metamorfismo destas rochas dos fundos oceânicos.

Outro aspecto é que a hidratação é um processo que ocorre de modo heterogéneo o que leva a um desenvolvimento que pode ser incipiente ou então completo, a uma distribuição esporádica dos minerais neoformados e a um crescimento selectivo em vesículas e fracturas.

Do ponto de vista da Petrologia Ígnea os minerais formados são considerados de alteração ou minerais secundários, do ponto de vista da Petrologia Metamórfica são considerados como a associação estável de baixa temperatura e a “matéria” inicial do metamorfismo progressivo.

Uma característica dos metabasaltos é possuírem uma maior variação na sua composição química do que os basaltos frescos. Esta grande variação na composição é devida ao metassomatismo que acompanha o metamorfismo hidrotermal dos fundos oceânicos.

Grandes mudanças metassomáticas acompanham o metamorfismo dos fundos oceânicos e a alteração pode ser de dois tipos:

- basaltos muito ricos em clorite que ganharam Si e Mg e perderam Ca em relação ao basalto precursor
- basaltos ricos em epídoto, que ganharam Ca perderam Mg e estão oxidados.

O metamorfismo do fundo oceânico envolve remoção do Mg e do Na da água do mar para formar clorite e albite. As rochas submetidas a um metassomatismo mais extremo possuem poucos minerais. A razão água/rocha é alta e a mineralogia que a rocha metamórfica desenvolve é ditada tanto pela composição química do fluido, como pela composição inicial da rocha. Por ex. Mottl (1983) descreveu um processo progressivo (mas sem aumento de T), em que a rocha menos alterada continha clorite+epídoto+albite+actinolite+quartzo, vai perdendo a actinolite e o epídoto, depois a albite até ficar formada apenas por quartzo+clorite. Ao mesmo tempo a clorite fica mais rica em Mg.

Estes basaltos alterados são designados por espilitos e a sua plagioclase é albite que pseudomorfisa perfeitamente a plagioclase mais anortítica do basalto original. As texturas ígneas estão muitas vezes preservadas e mesmo os basaltos mais metamorfizados têm relíquias das suas texturas ígneas. Ocorrem fases hidratadas (por ex. clorite, zeólitos, actinolite) a substituir o vidro vulcânico ou os minerais ferromagnesianos.

Portanto os minerais dos espilitos são a albite, clorite, zeólitos, actinolite, epídoto, titanite e quartzo. As T máximas estimadas atingem 500° C e as rochas da fácies dos xistos verdes são as mais abundantes.

Metamorfismo de rochas ultrabásicas- serpentinização

As rochas ultramáficas são na sua grande maioria derivadas do manto. Há algumas que se formam na base de câmaras magmáticas básicas crustais, como cumulos ultramáficos, mas a maioria são rochas mantélicas. Estas rochas foram implantadas na crosta durante os processos de obducção, estando associadas a rochas básicas (gabros e basaltos), sedimentos pelágicos profundos e cherte, constituindo os maciços ofiolíticos. As rochas ultrabásicas são designadas por **peridotitos alpinos** ou **peridotitos orogénicos**.

Faixas destes peridotitos alpinos nos orógenos seguem geralmente a direcção de grandes falhas, que separam os terrenos que colidiram, marcando **suturas** e correspondem à antiga zona de subducção.

As rochas que formam os peridotitos alpinos foram lherzolitos, harzburgitos ou dunitos. Estas rochas ígneas formadas a alta T e P são anidras e são transformadas em serpentinitos antes ou durante o processo colisional. Com o prosseguir do processo orogénico estes serpentinitos podem ser metamorfisados para mais altos graus metamórficos.

A serpentinização corre em 3 ambientes distintos:

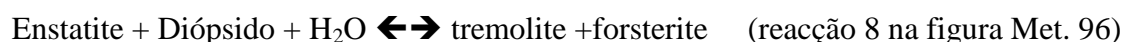
- 1- no próprio manto,
- 2- na base dos ofiolitos onde está relacionada com o metamorfismo do fundo oceânico
- e 3- na crosta durante a formação de uma cadeia de colisão.

A Moho está a uma profundidade de cerca de 30-40 km, em períodos tectónicos calmos o que corresponde a cerca de 1 Gpa. Para um gradiente geotérmico, encontrado em cratões, a temperatura será cerca de 450 °C (Fig. Met 5).

O manto subcontinental consiste essencialmente de lherzolito com espinela e harzburgito. Os lherzolitos com espinela não são estáveis na presença de água a $T < 850$ °C. Harzburgitos não são estáveis abaixo de 670 °C se houver H_2O presente. Qualquer água que atinja o manto será consumida pela reacção



As reacções:



também consomem água ainda a maiores T

Logo a associação talco+forsterite+tremolite+clorite é a associação mantélica estável em condições de presença de água sob as áreas continentais.

Numa rocha ultramáfica do sistema MSH ($MgO-SiO_2-H_2O$) ou seja um harzburgito mantélico (Fig. Met 96), submetida a condições para a esquerda da reacção 4 (antigorite \rightarrow Fo + talc + H_2O) estará total ou parcialmente serpentinizada na presença de água – essa curva marca a estabilidade térmica máxima da serpentina.

As rochas ultramáficas do manto serão assim transformadas em serpentinitos formados por brucite+antigorite; antigorite+talco ou antigorite+forsterite se houver água presente trazida por grandes falhas e zonas de shear.

Abaixo das áreas continentais haverá dois tipos principais de rochas mantélicas: peridotitos anidros ou parcialmente hidratados e serpentinitos.

A presença de ferro nas rochas ultramáficas complica a descrição. Tanto o crisótilo como a antigorite não acomodam o ferro da olivina e da ortopiroxena. As reacções dizem respeito apenas aos membros terminais ricos em Mg.

A reacção de serpentinização da olivina com 10% de faialite será

