ACADEMIA DAS CIÊNCIAS DE LISBOA

Thesaurus de Ciências da Terra

M.J. Lemos de Sousa, M. Telles Antunes e Ana Salgado, Editores científicos

Metamorfismo
e
Petrologia das Rochas Metamórficas

B. Valle Aguado

LISBOA • 2017

B. Valle Aguado [Beatriz Valle Aguado]

Licenciada em Ciências Geológicas, especialidade Geologia Dinâmica e Estrutural, pela Universidade Complutense de Madrid (1978). Doutora em Ciências Geológicas pela Universidade de Salamanca (1992).

Docente no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro desde 1981, Professora Associada desde 2009. Investigadora na Unidade de Investigação GeoBioTec (GeoBiociências, Geotecnologias e Geoengenharias), no Grupo Evolução Litosférica, desde 2008.

Email: baguado@ua.pt

Thesaurus de Ciências da Terra

Metamorfismo
e
Petrologia das Rochas Metamórficas

© 2017, Academia das Ciências de Lisboa
Título Thesaurus de Ciências da Terra
Metamorfismo e Petrologia das Rochas Metamórficas
Editores científicos M.J. Lemos de Sousa, M. Telles Antunes, Ana Salgado
Autora B. Valle Aguado
Formatação e Ficha Técnica Ana Gabriela Nogueira
Impressão e acabamento Concept Image - Artes Gráficas Lda.
1.ª edição Dezembro de 2017
Depósito legal n.º 447876/18
ISBN 978-972-623-356-5
Rerservados todos os direitos. Toda a reprodução ou transmissão, por qualquer forma, seja esta mecânica eletrónica, fotocópia, gravação ou qualquer outra, sem prévia autorização escrita dos editores é ilícita e passível de procedimento judicial contra o infrator.

ACADEMIA DAS CIÊNCIAS DE LISBOA

Thesaurus de Ciências da Terra

M.J. Lemos de Sousa, M. Telles Antunes e Ana Salgado, Editores científicos

Metamorfismo
e
Petrologia das Rochas Metamórficas

B. Valle Aguado

LISBOA • 2017

Índice

Preâmbulo VII

1. Introdução 1

1.1. Aspetos gerais 1

1.2. Ambientes metamórficos 2

1.3. Desenvolvimento histórico das ideias atuais sobre o metamorfismo 4

1.4. Terminologia e classificação das rochas metamórficas 6

1.4.1. Classificação baseada na natureza do protólito 6

1.4.2. Classificação baseada nas características texturais 7

1.4.3. Terminologia baseada na mineralogia das rochas 8

1.4.4. Nomenclatura não-sistemática (Nomes específicos) 8

1.4.5. Terminologia adicional 9

2. Organização do volume e notas dos editores científicos

2.1. Organização 10

2.2. Terminologia [comentários lexicográficos dos editores científicos]

2.2.1. Geral 10

2.2.2. Casos particulares 12

3. Thesaurus 13

4. Notas complementares

4.1. Texturas das rochas metamórficas 27

4.1.1. Textura, estrutura e fábrica 27

4.1.2. Texturas cristaloblásticas 27

4.1.3. Fábricas planares: foliação, clivagem e xistosidade 28

4.1.4. Fábricas lineares: lineações 28

4.1.5. Tectonitos 29

4.1.6. Relações blastese-deformação 29

4.1.7. Texturas associadas a reações entre minerais: texturas de substituição e coroas de reação 29

4.1.8. Texturas de rochas intensamente deformadas 30

4.2. Fácies e zonas metamórficas 31

4.2.1. Fácies metamórficas, sequência de fácies e tipos báricos de metamorfismo 31

4.2.2. Zonas metamórficas, minerais-índice e isógradas 31

4.3. Nomenclatura das rochas migmatíticas **32**

4.4. Representação gráfica das associações minerais **33**

4.5. Determinação das condições de pressão e temperatura do metamorfismo **35**

4.5.1. Grelhas petrogenéticas **35**

4.5.2. Pseudosecções **36**

4.5.3. Geotermobarometria **36**

4.6. Trajetórias pressão – temperatura – tempo (PTt) **37**

4.6.1. Alguns tipos de trajetórias PTt **37**

ANEXO - Principais minerais constituintes das rochas metamórficas **39**

Agradecimentos **41**

Referências **42**

Figuras e Quadros **47**

Preâmbulo

No ano letivo de 1980/81 fui convidado, pela mão do meu particular Amigo e Colega Professor Manuel Carlos Serrano Pinto para, no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, reger a disciplina de Paleontologia e Estratigrafia do elenco da Licenciatura em Ensino de Biologia e Geologia, disciplina esta que ia funcionar pela primeira vez.

Foi uma tarefa muito árdua já que se tratava de organizar tudo de raiz para esta disciplina: aulas teóricas e aulas práticas, bibliografias e, sobretudo, coleções de estudo para as aulas práticas, tudo focado não na preparação de Geólogos profissionais, mas sim de professores do Ensino Básico e Secundário.

Como Assistente da disciplina, o Departamento designou a então jovem Licenciada Beatriz Valle Aguado, que só então conheci.

Tendo obtido, em 1978, a Licenciatura em Geologia numa Escola altamente prestigiada – a da Universidade Complutense de Madrid – aliás, bem minha conhecida, sendo amigo pessoal de alguns dos seus Professores: Bermudo Meléndez Meléndez, José María Fúster Casas, Manuel Alía Medina, Carmina Virgili i Rodon, etc. –, a Beatriz teve oportunidade de demonstrar que, para além de possuir uma excelente preparação científica de base, era detentora de dotes de inteligência e qualidades de trabalho assinaláveis, para além de um excelente trato pessoal. Foi uma Assistente que, além do mais, demonstrou um notável profissionalismo já que, para estar segura de se preparar bem para o ensino da nova disciplina, a Beatriz assistiu a todas as aulas teóricas por mim professadas.

Tratava-se, então, apenas do início de uma carreira promissora, o que seria confirmado nas especialidades que, entretanto, abraçou, isto é, a Geologia Estrutural, a Tectónica e o Metamorfismo que viria a desenvolver com aplicações ao Maciço Ibérico, domínio em que se doutorou na Universidade de Salamanca, em 1992 – outra Escola de Geologia de referência (que eu, igualmente, bem conheci tendo estabelecido excelentes relações com os Professores Antonio Arribas Moreno, Inmaculada Corrales Zarauza e Cristino José Dabrio González. Atualmente, Professora Associada na Universidade de Aveiro, a Beatriz tem continuado a publicar trabalhos de referência no seu domínio de especialidade.

No contexto descrito, os editores da série Thesaurus de Ciências da Terra da Academia das Ciências de Lisboa decidiram convidar a Beatriz Valle Aguado para Coordenadora/Autora do volume sobre Metamorfismo e Petrologia das Rochas Metamórficas.

E, como era de esperar, foi um êxito: estamos perante um trabalho em que não só se regista, em pormenor, o essencial sobre o estado da arte do tema, mas também foi elaborado numa forte vertente pedagógica.

É, pois, com prazer e real estima que aqui apresento o resultado do trabalho da minha antiga Assistente, hoje Colega e distinta Professora.

Porto, dezembro de 2017.

M.J. Lemos de Sousa

Metamorfismo e Petrologia das Rochas Metamórficas

por
B. Valle Aguado[1]
[1]Departamento de Geociências. Universidade de Aveiro

1. Introdução

No interior da Terra, em condições de pressão e temperatura diferentes de aquelas que presidiram à sua formação, as rochas sofrem modificações na composição mineralógica e na textura. O conjunto dos processos envolvidos nestas transformações denomina-se **metamorfismo** – do grego *meta* (mudança) e *morphé* (forma).

A investigação metamórfica é essencial para a compreensão dos processos envolvidos na formação e evolução da crusta continental. Algumas das rochas mais antigas da crusta são metamórficas e, na maior parte das **cadeias de montanhas** ou **cinturas orogénicas**, este tipo de rochas representa uma porção muito significativa das suas raízes. Os trabalhos de petrologia metamórfica permitem conhecer as **rochas parentais** ou **protólitos**, determinar as condições P-T que ocorreram durante o metamorfismo, proporcionar informações-chave sobre a área fonte dos magmas e, ainda, estabelecer as relações entre metamorfismo, deformação e magmatismo, processos intimamente ligados entre si durante os eventos orogénicos.

As **rochas metamórficas** também representam uma fonte significativa de matérias-primas, incluindo importantes jazigos minerais. Embora estes jazigos tenham, em última instância, uma origem magmática ou sedimentar, o conhecimento da sua história metamórfica é essencial, tanto para a prospeção/pesquisa de novos recursos como para a sua correta exploração. Por outro lado, tem-se vindo a demonstrar a existência de fortes semelhanças entre os processos do **metamorfismo de baixo grau** e os mecanismos que têm lugar durante a **maturação** da matéria orgânica fóssil nos sedimentos ou durante a transformação da matéria vegetal em carvão e, subsequentemente, na evolução destes combustíveis fósseis na escala crescente da **incarbonização**. Por tudo isso, a exploração e prospeção de recursos deverá beneficiar necessariamente da cada vez melhor compreensão da origem e evolução dos terrenos metamórficos.

1.1. Aspetos gerais

O metamorfismo ocorre a temperaturas superiores aos 150° C – 200° C, correspondentes a pressões de 100 MPa – 250 MPa e profundidades entre 4 km – 5 km. O limite superior é estabelecido nas condições de temperatura (T) e de pressão (P) para as quais as rochas iniciam a fusão, marcando a transição para o domínio do magmatismo. Embora uma fase fluida possa estar envolvida nas reações – geralmente vapor de água e/ou dióxido de carbono –, os processos metamórficos têm lugar, essencialmente, no estado sólido, pelo que não costumam estar acompanhados de mudanças composicionais significativas e, por isso, o quimismo global duma rocha metamórfica não difere substancialmente da rocha parental ou protólito. Se durante o metamorfismo ocorrem modificações na composição

química global das rochas, o processo denomina-se metamorfismo metassomático ou, simplesmente, **metassomatismo**.

O amplo intervalo de condições de T e P do metamorfismo não inclui a **diagénese**, o processo que transforma um sedimento em rocha sedimentar. Contudo, como a passagem do ambiente sedimentar ao metamórfico é gradual torna-se difícil estabelecer um limite preciso entre ambos, pelo que vários autores consideram um domínio de transição, o do **anquimetamorfismo**, marcando os estádios finais da diagénese ou os primeiros efeitos do metamorfismo (Frey 1987, Yardley 1989, Kornprobst 2003, Árkai et al. 2007).

Por outro lado, sendo um processo onde a recristalização tem lugar no estado sólido, o metamorfismo distingue-se claramente do magmatismo, dominado pela participação de um líquido silicatado. No entanto, no contexto do **metamorfismo de alto grau**, a temperatura pode ser suficientemente elevada para que ocorra a fusão parcial do material rochoso e, em consequência, sejam produzidos líquidos, geralmente de composição granítica, que cristalizam no seio ou nas proximidades da rocha fonte, dando origem à formação de **migmatitos**. Estas rochas, embora resultantes de um processo misto, costumam ser consideradas como pertencentes ao domínio do metamorfismo e, por isso, o estudo da migmatização e das rochas migmatíticas costuma ser contemplado na maior parte dos manuais de petrologia metamórfica.

O **grau metamórfico** descreve a intensidade do metamorfismo, sem especificar as condições exatas de temperatura e de pressão. Atualmente, de acordo com as recomendações da *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* da *International Union of Geological Sciences* (SCMR-IUGS), há uma tendência para utilizar o termo grau metamórfico para fazer referência apenas à temperatura relativa do metamorfismo, e não, como também pode ser entendido, à combinação das condições de temperatura e de pressão.Tendo em conta que os processos metamórficos podem estar acompanhados por um aumento ou por uma diminuição de temperatura, o metamorfismo pode ser referido como **prógrado** ou **retrógrado**, respetivamente. No primeiro caso, as transformações têm lugar em condições de aumento progressivo de temperatura, originando na rocha associações minerais de maior grau do que a associação mineralógica prévia. Em contraste, o metamorfismo retrógrado dá-se durante a diminuição gradual de temperatura, originando associações minerais de menor grau do que a associação mineralógica anterior.

Obviamente, as rochas metamórficas que podemos observar expostas na superfície tiveram que experimentar, desde as condições metamórficas onde se encontravam, uma diminuição de temperatura (e de pressão). Assim, se, por exemplo, uma rocha sedimentar experimentou um ciclo de aumento do grau metamórfico (**metamorfismo prógrado**), seguido de descompressão e arrefecimento (**metamorfismo retrógrado**), a composição mineralógica e a textura da rocha proporcionam indicações sobre a sua evolução metamórfica e, em particular, sobre a temperatura máxima atingida, já que a associação mineralógica de maior grau costuma ser preservada, total ou parcialmente, durante a história retrógrada.

1.2. Ambientes metamórficos

A formação das rochas metamórficas na crusta pode ter lugar num conjunto variado de contextos geológicos, pelo que é necessária a sua sistematização sob a forma de

classificação. Com base na extensão do metamorfismo e nas causas que o provocaram, podem ser considerados os seguintes tipos (Winter 2001, Quadro 1):

- **Metamorfismo de contacto**;
- **Metamorfismo regional**;
- **Metamorfismo hidrotermal**;
- **Metamorfismo de zonas de cisalhamento**;
- **Metamorfismo de impacto**.

O **metamorfismo de contacto**, também conhecido como metamorfismo térmico, ocorre nas imediações de uma intrusão ígnea, devido ao aumento de temperatura nas rochas provocado pelo calor do corpo magmático. As rochas afetadas costumam ser designadas por **corneanas**, e como geralmente a recristalização metamórfica não está acompanhada por deformação, as corneanas apresentam tipicamente uma textura não-foliada, embora possam preservar vestígios de **fábricas** (*fabric*) mais antigas, de origem sedimentar ou de um metamorfismo prévio.

Os efeitos do metamorfismo de contacto são muito mais acentuados quando os plutões intruem em níveis superficiais da crusta, porque o contraste térmico entre as rochas encaixantes e os corpos intrusivos é grande comparativamente aos níveis mais profundos, onde a temperatura das rochas não difere muito da dos magmas, pelo que os efeitos de contacto deverão ser pouco significativos.

No seu sentido mais geral, a designação de **metamorfismo regional** refere-se a qualquer metamorfismo que afeta um grande volume de material rochoso, que ocupa extensões de várias dezenas de quilómetros ou mais. De acordo com esta conceção, podem ser considerados três tipos de metamorfismo regional: **orogénico**, **de enterramento** e **dos fundos oceânicos**. Note-se que, muitas vezes, na literatura relativa à petrologia metamórfica, a designação de metamorfismo regional é usada num sentido mais restrito, equivalente apenas ao metamorfismo orogénico.

O **metamorfismo orogénico** está intimamente ligado ao desenvolvimento das cadeias montanhosas, conhecidas em geologia como cinturas orogénicas, daí a sua associação a contextos tectónicos de convergência de placas. Contudo, o metamorfismo tem lugar durante as várias fases da evolução orogénica, pelo que envolve, regra geral, não só regimes compressivos como também extensionais. Os efeitos dinâmicos e térmicos combinam-se em proporções variadas, podendo ocorrer num amplo intervalo de condições de P e T. Estando invariavelmente acompanhado pela deformação, o metamorfismo orogénico dá origem a rochas que geralmente possuem textura foliada.

O **metamorfismo de enterramento** é uma forma de metamorfismo de baixo grau que afeta as rochas da base de espessas sequências sedimentares ou vulcanossedimentares acumuladas em bacias subsidentes. Não está associado nem a deformação nem a magmatismo e as rochas resultantes, total ou parcialmente recristalizadas, não apresentam foliação.

A designação de **metamorfismo dos fundos oceânicos** foi usada pela primeira vez por Miyashiro et al. (1971) para descrever o tipo de metamorfismo que afeta as rochas da

crusta oceânica nas zonas de expansão (dorsais oceânicas). Este tipo de metamorfismo é "regional" no sentido de que afeta praticamente toda a crusta oceânica, mas o processo ocorre localmente, nas zonas próximas às dorsais oceânicas. Tem lugar num amplo leque de temperaturas, em condições de baixa pressão, e as rochas afetadas mostram alterações metassomáticas importantes, nomeadamente perda de Ca e Si e adição de Mg e Na (Winter 2001). Estas mudanças são devidas à interação entre os basaltos da crusta e a água oceânica que circula através do sistema de fraturas da zona axial das dorsais. Assim, este metamorfismo pode também ser considerado como uma variante do metamorfismo hidrotermal.

O **metamorfismo hidrotermal** envolve mudanças na composição química das rochas (metassomatismo). Resulta da circulação de fluidos quentes – geralmente água – através de fraturas e outras descontinuidades. Os processos hidrotermais estão frequentemente associados à intrusão de corpos ígneos em níveis crustais pouco profundos, onde os elevados gradientes térmicos em torno da intrusão permitem a circulação convectiva dos fluidos.

Como o seu nome indica, o **metamorfismo de zonas de cisalhamento** tem lugar nos domínios de cisalhamento, em resultado das elevadas taxas de deformação que aí ocorrem. Tipicamente, os materiais sofrem uma redução no tamanho de grão e formam todo um espectro de rochas, comummente designadas como **rochas cataclasíticas**, se a deformação teve lugar no campo **frágil**, ou **miloníticas**, caso o metamorfismo tenha sido em condições de deformação **dúctil**.

O **metamorfismo de impacto** resulta do impacto de um meteorito de grandes dimensões na superfície do planeta. A propagação da onda de choque gerada pelo impacto origina, durante umas frações de segundo, pressões extremamente elevadas nas rochas. Após a passagem da onda, o relaxamento da rede cristalina dos minerais provoca uma subida de temperatura que pode conduzir à fusão ou, até, à vaporização da rocha impactada.

1.3. Desenvolvimento histórico das ideias atuais sobre o metamorfismo

A primeira referência à origem das rochas metamórficas remonta a 1795, quando James Hutton publica o seu famoso livro *Theory of the Earth*. Aqui, Hutton sugere que os estratos primitivos das *Highlands* da Escócia resultaram da transformação, por efeitos do aumento de temperatura e profundidade, de rochas originariamente sedimentares. O estudo das rochas metamórficas adquire uma grande divulgação no século XIX, com a publicação dos *Principles of Geology* de Charles Lyell (1833), a quem, por outro lado, se deve o nome de metamorfismo. Ainda em meados do século é demonstrada a estreita associação entre o metamorfismo e a deformação através de estudos em rochas metapelíticas para compreender a origem da clivagem (ex., Sharpe 1847, 1849, Sorby 1853, 1856). Contudo, só mais de cem anos depois, a partir dos trabalhos de Zwart (1960, 1962), se começaram a identificar as relações entre a cristalização dos minerais metamórficos e a sucessão de episódios de deformação o que, juntamente com a publicação do livro de Spry (1969), fez com que a análise das texturas adquirisse um importante papel no estudo das rochas metamórficas. Mais recentemente, o texto de Passchier & Trouw (1996), sobre as microestruturas e o seu significado metamórfico e estrutural, sintetiza os abundantes dados adquiridos sobre esta

matéria por numerosos investigadores ao longo dos últimos trinta anos do século passado.

Estudos clássicos, efetuados essencialmente durante as primeiras décadas do século XX, puseram em evidência que a associação mineralógica de rochas com uma dada composição depende das condições de pressão e de temperatura do metamorfismo (Barrow 1893, 1912, Goldschmidt 1911, Eskola 1915, 1920, Tilley 1924a, 1924b, 1925). Em particular, Eskola desenvolveu o esquema das **fácies metamórficas** que, com algumas modificações posteriores, continua a ser usado, permitindo estimar as condições metamórficas com base em apenas dados de campo e petrográficos.

Nos anos 60, as diferentes sequências de fácies que podem ser observadas nos terrenos metamórficos levaram Akiho Miyashiro a reconhecer a importante relação entre tipos de rochas e gradiente geotérmico e, em consequência, a propor a subdivisão do metamorfismo em três **tipos báricos** principais: de baixa, média e alta pressão (Miyashiro 1961, 1973).

A chegada da teoria da tectónica de placas permitiu que surgissem novas ideias acerca das mudanças de pressão e temperatura durante a evolução das cinturas metamórficas, as quais foram analisadas no contexto do então novo paradigma da dinâmica global. Desenvolveram-se nos anos 70 e 80 diversos modelos tectónicos visando uma melhor compreensão do metamorfismo regional (ex., Oxburgh & Turcotte 1974, England & Richardson 1977, England & Thompson 1984) que demonstraram que o gradiente geotérmico não é constante ao longo de todo o processo orogénico e, por isso, as mudanças de P e T experimentadas pelas rochas metamórficas evoluem através de **geotermas transitórias** (Fig. 1). Os trabalhos referidos conduziram às chamadas trajetórias pressão-temperatura-tempo (PTt-*paths*) e abriram novas perspetivas à petrologia metamórfica, proporcionando a ligação decisiva entre a dinâmica da litosfera e os processos metamórficos.

Os grandes progressos da petrologia metamórfica durante a última parte do século XX também têm que ver com o desenvolvimento tecnológico durante esses anos e com a utilização de sofisticadas técnicas de análise petrológica, incluindo as de aquisição de dados isotópicos e geoquímicos. Muitos minerais metamórficos e associações de minerais foram sintetizados em cuidadosas experiências laboratoriais, e as propriedades termodinâmicas de um grande número de minerais são hoje bem conhecidas. Estes aspetos, associados às enormes possibilidades de cálculo e modelação de diversos programas informáticos, amplamente difundidos na comunidade científica, permitem quantificar alguns dos processos metamórficos, contribuindo significativamente para a compreensão do papel do metamorfismo nos processos de evolução crustal.

A título de conclusão, e para os interessados na história dos estudos metamórficos, recomenda-se a leitura dos textos escritos por Akiho Miyashiro, incluídos nos seus livros de 1973 e 1994, e os trabalhos mais recentes de Brown (2001) e de Touret & Nijland (2002).

Por outro lado, e a nível nacional, são numerosas e importantes as contribuições sobre os terrenos metamórficos, sobretudo antepaleozoicos e do Paleozoico inferior que ocorrem em território português e cujo inventário não cabe, obviamente, no âmbito do presente trabalho. Não podemos, contudo, deixar de referir duas importantes sínteses, em português, sobre metamorfismo dadas à estampa, em diferentes épocas: os trabalhos dos professores Francisco Ferreira Roquette, *Estudo sobre o Metamorphismo das Rochas*

(Roquette 1887), e de Martim Portugal Ferreira, *Rochas Metamóficas* (Ferreira 1972) que não só proporcionaram material de estudo para os estudantes universitários, como também constituíram obras referência para várias gerações de geólogos portugueses.

1.4. Terminologia e classificação das rochas metamórficas

As rochas metamórficas apresentam uma grande diversidade quanto à mineralogia, textura e composição química. Tal diversidade reflete, por um lado, a variedade dos protólitos que podem estar na sua origem e, por outro, as diferentes condições de pressão, temperatura e deformação que ocorreram durante o processo metamórfico. Assim, geralmente, para efeitos de nomenclatura e classificação dos materiais metamórficos são usados três critérios principais (ex.,Yardley 1989, Winter 2001, Schmid et al. 2007):

- Natureza do protólito (rocha original, antes do metamorfismo);
- Textura;
- Mineralogia.

Como princípios gerais de classificação, a SCMR-IUGS recomenda a utilização dos critérios texturais e mineralógicos, já que estas características são facilmente acessíveis à observação/determinação e proporcionam informação sobre as condições de pressão e temperatura do metamorfismo, sobre a composição química da rocha e, ainda, sobre os protólitos.

1.4.1. Classificação baseada na natureza do protólito

Com base na composição química da rocha original, as rochas metamórficas podem ser agrupadas nas seguintes classes principais (Winter 2001, Bucher & Grapes 2011, Quadro 2):

- **Rochas pelíticas**: provêm de rochas sedimentares de natureza argilosa e/ou siltosa. A composição química das rochas metamórficas deste grupo caracteriza-se pela abundância de Al, K e Si. Genericamente, os diversos tipos de rochas que pertencem a este grupo designam-se como **metapelitos**.

- **Rochas carbonatadas**: derivam de calcários e dolomias e apresentam composição química com altos valores de Ca, Mg e CO_2. A importância de outros elementos, como Al, K e Si, aumenta à medida que a componente pelítica na rocha original é mais importante, como sucede nas margas. O metamorfismo de calcários e dolomias dá origem aos **mármores** e o das margas às chamadas **rochas calcossilicadas**.

- **Rochas quartzo-feldspáticas**: resultam do metamorfismo de rochas sedimentares quartzo-feldspáticas (arcoses e grauvaques) ou de rochas ígneas félsicas (granitoides e os seus equivalentes vulcânicos). Caracterizam-se pelos elevados conteúdos em Si, K e Al. Devido à possível ambiguidade quanto ao protólito envolvido (sedimentar ou ígneo) é frequente que a terminologia utilizada para as rochas desta classe inclua os prefixos **para-** ou **orto-**, indicadores da sua origem sedimentar ou metamórfica, respetivamente (ex., paragnaisse e ortognaisse).

- **Rochas máficas**: a maior parte deriva de rochas ígneas máficas (basaltos, gabros) pelo que apresentam altos conteúdos em Fe, Mg e Ca. A variedade de rochas metamórficas resultantes é denominada, no seu conjunto, como **metabasitos**.

– **Rochas ultramáficas**: resultam do metamorfismo de rochas de proveniência mantélica. A sua composição química caracteriza-se pelos teores elevados de Mg, Fe, Ni e Cr.

As categorias anteriores não contemplam todo o leque possível de protólitos das rochas metamórficas; contudo, cobrem os principais tipos e proporcionam um bom esquema de referência para o estudo do metamorfismo e para a sistematização destes materiais.

Em adição aos grupos composicionais, é muito frequente a utilização de prefixos antes do nome da rocha original. Assim, e para aludir a materiais em que o metamorfismo não obliterou as características essências do protólito, usa-se o prefixo **meta-** na rocha parental correspondente, como, por exemplo, metagrauvaque, metavulcanito ou metassedimento. Para indicar que a rocha era originalmente ígnea ou sedimentar utilizam-se, respetivamente, os prefixos **orto-** ou **para-**. Assim, para além dos exemplos já referidos a propósito das rochas quartzo-feldspáticas, é comum encontrar na literatura termos como ortoanfibolito, paraanfibolito ou outras referências semelhantes a rochas orto- e paraderivadas.

1.4.2. Classificação baseada nas características texturais

Do ponto de vista textural, as rochas metamórficas são divididas em duas categorias: **foliadas** e **não-foliadas**.

No contexto do metamorfismo regional, os minerais constituintes das rochas, em particular as micas, tendem a adquirir uma orientação perpendicular à direção da compressão máxima, dando origem a um *fabric* planar ou **foliação**. Os termos mais específicos, usados na designação do *fabric* planar dependem, essencialmente, do tamanho de grão da rocha. Embora as texturas foliadas sejam desenvolvidas com maior facilidade nos metapelitos, ricos em micas, também podem ocorrer noutros grupos composicionais, desde que a deformação que acompanha o metamorfismo seja suficientemente intensa.

No caso das rochas metapelíticas, o metamorfismo regional dá origem a uma sequência de rochas com *fabrics* característicos que inclui os seguintes termos, ordenados no sentido do menor para o maior grau metamórfico (Quadro 3):

– **Ardósia (*slate*)**: rocha de baixo grau metamórfico, cor escura e aspeto homogéneo, que apresenta uma granularidade muito fina (**textura afanítica**) e foliação muito penetrativa. Tal foliação é conhecida como **clivagem ardosífera** (ver nota complementar 4.1).

– **Filito**: semelhante à ardósia, distingue-se pelo tamanho ligeiramente maior dos grãos minerais, onde alguns filossilicatos podem chegar a ser visíveis a olho nu. As superfícies de foliação apresentam um brilho sedoso e, com frequência, têm formas menos planas do que a clivagem das ardósias.

– **Micaxisto**: rocha caracterizada pelo alinhamento planar das micas, minerais predominantes na composição da rocha e facilmente distinguíveis a olho nu (**textura fanerítica**).

– **Gnaisse**: rocha metamórfica de alto grau, fanerítica e foliada, apresenta um bandado composicional onde alternam níveis micáceos e leitos ricos em quartzo e feldspatos.

Tratando-se de uma sequência contínua, os limites entre estes tipos de rochas são graduais e, na prática, há casos em que é difícil classificar a rocha como pertencendo a um ou a outro litótipo.

Note-se que, em Portugal, o termo **xisto** é usado umas vezes como sinónimo de micaxisto e outras com um sentido bastante genérico, para fazer referência a qualquer rocha pelítica, rica em filossilicatos e com um *fabric* planar desenvolvido, mas sem qualquer conotação em termos de grau metamórfico. Por outro lado, a designação de **xisto argiloso** (argilito que apresenta fissibilidade segundo lâminas finas, paralelas à estratificação, o qual corresponde ao que os autores de língua inglesa designam por *shale* e, no Brasil, por "folhelho") que, por vezes, aparece no contexto das rochas sedimentares, tem de ser banida já que combina dois tipos de nomenclatura, metamórfica e sedimentar, tornando confuso, senão errado, o significado da classificação da rocha. Equívoco similar ocorre com o uso da designação errada de "xisto betuminoso" (*oil shale*, dos autores de língua inglesa) que é uma rocha sedimentar e, não, metamórfica (Lemos de Sousa et al. 2015). De facto, a palavra "xisto" deve ser reservada, exclusivamente, para designar rochas que pertencem ao ambiente metamórfico.

O metamorfismo de contacto, na ausência de deformação, dá origem a rochas não-foliadas, as quais recebem a designação genérica de **corneanas**. Algumas rochas metamórficas, particularmente as que são pobres em micas, apresentam uma textura não-foliada, contudo, não foram geradas num contexto de metamorfismo de contacto e, por isso, não devem ser designadas como corneanas. Para estes casos, a SCMR–IUGS propõe o termo de *granofels*, cuja adaptação à língua portuguesa poderá ser o de **granofelsito**.

1.4.3. Terminologia baseada na mineralogia das rochas

Os nomes de minerais metamórficos particularmente significativos são usados para adjetivar ou complementar as designações de carácter textural (ex., filito com clorite e moscovite). A seleção dos minerais a utilizar pode ter dois objetivos diferentes: o de indicar a mineralogia modal da rocha (ex., micaxisto biotítico) ou o de proporcionar informação sobre as condições específicas do metamorfismo, independentemente da abundância do mineral na rocha (micaxisto com sillimanite).

1.4.4. Nomenclatura não-sistemática (Nomes específicos)

A terminologia em uso das rochas metamórficas contém uma variedade de nomes que não surgiram no contexto de um esquema sistematizado de nomenclatura geral das rochas metamórficas. Contudo, estão consagrados na literatura metamórfica e costumam ter um significado preciso. Estes termos, englobados pela SCMR-IUGS sob a designação *specific names*, geralmente têm como base um protólito definido, aspetos de carácter mineralógico/textural e, em alguns casos, estão conotados com um grau metamórfico particular. Na lista seguinte destacam-se os termos mais comuns (Winter 2001, Fettes & Desmons 2007, Schmid et al. 2007):

– **Anfibolito**: rocha metamórfica formada essencialmente por anfíbola e plagióclase. Muitos anfibolitos provêm de protólitos ígneos máficos (ortoanfibolitos) mas há também outros que derivam do metamorfismo de rochas sedimentares carbonatadas, tratando-se neste caso de paraanfibolitos.

- **Charnockito** e **enderbito**: termos aplicados a rochas de alto grau metamórfico, com ortopiroxena, derivadas de rochas ígneas de composição granítica (charnockito) ou tonalítica (enderbito).

- **Eclogito**: rocha metamórfica de alta pressão, derivada de um protólito máfico e constituída por clinopiroxena (onfacite) e granada (piropo).

- **Granulito**: rocha de alto grau metamórfico que pode derivar de protólitos pelíticos, máficos ou quartzo-feldspáticos. Possui uma associação mineralógica de alta temperatura onde predominam os minerais anidros.

- **Khondalito**: rocha de alto grau metamórfico, composta essencialmente por granada, sillimanite, quartzo e grafite, de origem sedimentar. Às vezes, são chamados migmatitos grafitosos.

- **Quartzito**: rocha onde o quartzo é o principal mineral constituinte. Resulta do metamorfismo de arenitos ricos em quartzo.

- **Mármore**: rocha constituída por minerais carbonatados, derivada de calcários ou dolomias.

- **Migmatito**: rocha de grau médio-alto e alto, heterogénea à escala macroscópica, que geralmente possui porções xistentas, de cor escura, intimamente associadas a uma componente leucocrática de composição quartzo-feldspática.

- **Milonito**: rocha caracterizada por apresentar uma redução do tamanho de grão, relativamente à rocha original, e possuir um forte *fabric* planar ou plano-linear, resultado da deformação plástica em zonas intensamente deformadas (zonas de cisalhamento dúctil).

- **Serpentinito**: rocha de cor verde a negra constituída, essencialmente, por minerais do grupo da serpentina. Forma-se a partir da hidratação de rochas ultramáficas.

- ***Skarn***: rocha formada por silicatos de cálcio (ex., grossularite, epídoto, tremolite, vesuvianite), resultante do metamorfismo de contacto e/ou metassomatismo silicioso de rochas carbonatadas.

- **Xisto azul**: rocha metamórfica foliada, geralmente derivada de protólitos máficos. Apresenta em amostra de mão uma cor ligeiramente azulada devido à abundância de anfíbola sódica (glaucofana).

- **Xisto verde**: rocha foliada de baixo grau metamórfico, composição básica e coloração esverdeada em amostra de mão, refletindo uma associação mineralógica com clorite, actinolite e epídoto.

1.4.5. Terminologia adicional

A nomenclatura das rochas metamórficas é bastante flexível e os termos referidos nos parágrafos anteriores podem ser acompanhados por outros, geralmente de tipo textural,

que complementam a caracterização da rocha. Por exemplo, uma rocha é chamada **porfiroblástica** se contêm grãos de minerais metamórficos de dimensão significativamente maior (porfiroblastos) do que os restantes constituintes da rocha.

No contexto do metamorfismo de contacto, alguns porfiroblastos apresentam-se na forma de ovoides e, quando se desenvolvem sobre rochas foliadas, isto é, afetadas previamente por metamorfismo orogénico, dão origem a rochas conhecidas como **xistos mosqueados**.

Alguns gnaisses contêm grandes grãos minerais, tipicamente de feldspatos, com formas arredondadas, formados a partir da intensa deformação de cristais preexistentes. Cada grão individual deste tipo é designado como **ocelo**, e a rocha é classificada como **gnaisse ocelado.**

2.Organização do volume e notas dos editores científicos

2.1. Organização

Dada a especificidade da temática tratada, na organização do presente volume seguiu-se um esquema que, para além de uma **Introdução** (item 1) e do **Thesaurus** propriamente dito (item 3), inclui:

(i) Um conjunto de seis textos, intitulado **Notas complementares** (item 4), organizados por temas que, sem pretensão de serem exaustivos, proporcionam explicações e contextualizações a muitos dos termos do Thesaurus (item 3). As notas complementares contêm figuras e quadros e, ainda, numerosas referências bibliográficas que permitirão ao leitor aprofundar os assuntos tratados.

(ii) Um **Anexo** com a lista dos principais minerais das rochas metamórficas incluídos no Thesaurus (item 3), mas contendo pormenores tais como as abreviaturas convencionais e as fórmulas estruturais.

Tanto no Thesaurus (item 3) como no Anexo, caso exista mais que um termo ou expressão para designar a mesma unidade, isto é, em caso de **sinonímia** e/ou **de variante lexiocográfica**, indicam-se os diferentes termos separados por vírgulas, pela ordem de preferência de utilização (ex.**: distena, cianite**; **illite, ilite**; **ortóclase**, **ortoclase**; etc.).

2.2. Terminologia [comentários lexicográficos dos editores científicos]

2.2.1. Geral

No conjunto do volume, usaram-se os nomes dos minerais, tal como fixados no volume de *Cristalografia e Mineralogia* do *Thesaurus de Ciências da Terra.*

A este respeito, julgamos outrossim pertinente esclarecer o seguinte em relação a critérios gerais definidos pelos Editores científicos da série e, por isso, seguidos na organização dos vários volumes da série *Thesaurus de Ciências da Terra*:

(i) Termos comprovadamente **derivados de nomes próprios geográficos ou de pessoas**

Como regra, os termos derivados de nomes próprios estrangeiros com combinações gráficas ou sinais diacríticos não peculiares ao português preservam as características da grafia original. Estes termos são formados pelo **sufixo nominal *-ito***, usado na terminologia geológica para exprimir a ideia de rocha. Ao fixar estas grafias, porém, apesar de considerarmos preferencial a grafia que preserva as características da forma original, apresentámos os aportuguesamentos, sempre que devidamente consagrados pelo uso, como é o caso, por exemplo, de **charnockito** que, apesar de provir do antropónimo Charnock, já se encontra há muito dicionarizado como **charnoquito.** Nos casos em que o aportuguesamento não se encontra consolidado no seio da comunidade científica, ignorámos a possível forma aportuguesada, como, por exemplo em **kinzigito** e **kondalito**.

Ainda relativamente a derivados de nomes estrangeiros, o trema é conservado, conforme o Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa (1990), Base I, 3.º, precisamente por se tratarem de palavras derivadas de antropónimos ou topónimos estrangeiros.

(ii) Termos com o **elemento de composição *–litos***

O nome com elemento de composição *-litos*, do grego *líthos*, 'pedra', ocorre em diversos termos da nomenclatura terminológica das rochas.

Os termos formados com estes elementos de composição têm origem no elemento *líthos*, com *-i-* breve, o que pressupõe a formação de palavras esdrúxulas (acentuadas na antepenúltima sílaba), e não graves (acentuadas na penúltima sílaba). A forma mais correta do ponto de vista etimológico, por se tratar de um elemento grego, é considerar a acentuação esdrúxula.

Ora, tomando como referência três escolas, nomeadamente Coimbra, Lisboa e Porto, verifica-se que as variantes graves são frequentemente usadas no meio académico conimbricense e lisboeta, enquanto no Porto as formas esdrúxulas são mais usadas de uma forma geral. É o caso, por exemplo, de **protólito e protolito**.

O povo português, na maior parte dos casos, põe o acento tónico na penúltima sílaba, tornando essas palavras graves. A tendência para os vocábulos graves há de sempre contrariar as prosódias latino-helénicas.

Embora seja sempre desejável seguir a pronúncia etimológica recomendada pelos puristas, o hábito linguístico com que determinado vocábulo acaba por se fixar na língua tem cada vez mais peso em questões lexicográficas – a consagração pelo uso. Desta forma, atestámos as duas formas, mantendo, contudo, as formas esdrúxulas como preferenciais e registando as formas graves, como remissivas, por serem tão frequentes.

(iii) Termos com o **elemento de composição *–clase***

O elemento de composição *-clase*, do grego *klásis*, 'fratura, ação de quebrar, romper', ocorre em eruditismos de origem grega e em exemplos da nomenclatura científica. De notar que, a par deste elemento, ocorre, em alguns nomes, um outro elemento equivalente, ***-clásio***.

Os termos formados com estes elementos de composição têm origem no elemento *klásis*, com *-a-* breve, o que pressupõe a formação de palavras esdrúxulas (acentuadas na antepenúltima sílaba), e não graves (acentuadas na penúltima sílaba). A forma mais correta do ponto de vista etimológico, por se tratar de elementos gregos, é considerar a acentuação esdrúxula.

Ora, tomando como referência três escolas, nomeadamente Coimbra, Lisboa e Porto, verifica-se que as variantes graves são frequentemente usadas no meio académico conimbricense e lisboeta, enquanto no Porto as formas esdrúxulas são mais usadas de uma forma geral, é o caso, por exemplo, de **catáclase** e **cataclase**; **oliogóclase** e **oliogoclase**; **plagióclase** e **plagioclase**; **ortóclase** e **ortoclase**, etc., sendo que, neste último caso, igualmente se usa a variante **ortose**. Há casos, porém, em que permanece a acentuação da língua pela qual o termo chega ao português.

2.2.2. Casos particulares

Na terminologia utilizada em Ciências da Terra, nomeadamente no que respeita à designação de minerais e de rochas, existem não poucos casos em que os ditos nomes correspondem à gíria usada na indústria mineira e/ou a corruptelas várias de pronúncia, subsequentemente expressas nas respetivas grafias. No que respeita às rochas metamórficas, por exemplo, Tomkeieff (1983) informa que o termo *skarn* corresponde a um antigo termo mineiro sueco e, mais curioso ainda, que a rocha designada, em português, por gnaisse ou gneisse (do inglês *gneiss,* mas também designada por *gneuss* e *kneiss*) corresponde a um dos mais antigos termos geológicos conhecido, de origem checa, já citado, sob a designação de *gneist*, na edição de 1561 do célebre tratado mineiro *De Re Metallica* de Georgius Agricola.

3. Thesaurus

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Acicular		Acicular		4	
Actinolite	Actinolita	Actinolite	Anexo	6	6
Adelgaçamento crustal		Crustal thinning			15
Albite	Albita	Albite	Anexo	6	4
Almandina		Almandine	Anexo		6, 9
Alotriomórfico		Allotriomorphic		4	
Ameboide		Amoeboid		4	
Analcite	Analcima	Analcime		6	
Anatexia		Anatexis	4.3		
Andaluzite	Andaluzita	Andalusite	4.2, Anexo		5, 6, 8, 10
Andesina		Andesine	Anexo	6	
Andradite	Andradita	Andradite	Anexo		6
Anédrico		Anhedral		4	
Anfíbolas (supergrupo)	Anfibólio	Amphibole	Anexo		
Anfibolito		Amphibolite	1.4	2	
Anortite	Anortoclásio	Anorthite			6
Anquimetamorfismo		Anchimetamorphism	1.1		
Anquizona		Anchizone			
Antigorite	Antigorita	Antigorite	Anexo		
Apatite	Apatita	Apatite	Anexo		
Aragonite	Aragonita	Aragonite	Anexo		
Ardósia		Slate	1.4	3, 7	
Associação metamórfica		Metamorphic assemblage	4.4		
Augite	Augita	Augite	Anexo		
Auréola de contacto		Contact aureole	1.2	1	
Bandado metamórfico		Metamorphic layering			
Barroisite	Barroisita	Barroisite	Anexo		
Batozona		Bathozone			
Biotite	Biotita	Biotite	4.2, 4.4, 4.5, Anexo	6, 7	4, 7, 8, 9, 11

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Blastese		Blastesis	4.1, 4.6		4
Blasto		Blast	4.1		
Blastomilonito		Blastomylonite		5	
Bordo de reação	Borda de reação	Reaction Rim	4.1		
Brecha de falha		Fault breccia	4.1	5	
Calcite	Calcita	Calcite	Anexo		6
Catáclase, Cataclase		Cataclasis	4.1		
Cataclasito	Cataclasito	Cataclasite	4.1	5	
Catazona		Katazone	4.2		
Charnockito, Charnoquito	Charnockito	Charnockite	1.4		
Clasto	Clasto	Clast	4.1		
Clinopiroxena	Clinopiroxênio	Clinopyroxene	Anexo	6	
Clinozoisite	Clinozoisita	Clinozoisite	Anexo		
Clivagem	Clivagem	Cleavage	1.4, 4.1		2
Clivagem ardosífera		Slaty cleavage	1.4, 4.1		2, 4
Clivagem contínua		Continuous cleavage	4.1		2
Clivagem de crenulação		Crenulation cleavage	4.1		2, 4
Clivagem de fratura		Fracture cleavage	4.1		2
Clivagem espaçada		Spaced cleavage	4.1		2
Clorite	Clorita	Chlorite	Anexo, 1.4, 4.2, 4.4	6,7	4, 6, 8, 11
Cloritoide	Cloritóide	Chloritoid	Anexo	6	6, 8, 11
Cordierite	Cordierita	Cordierite	4.2, 4.5, Anexo	6	6, 8
Corneana	*Hornfels*	Hornfels	1.2, 1.4	1	5
Coroa de reação		Reaction corona	4.1		
Crenulação		Crenulation	4.1		2
Crisótilo	Crisótilo	Chrysotile	Anexo		
Crossite	Crossita	Crossite	Anexo		
Denudação tectónica		Tectonic denudation			15
Diagrama ACF		ACF diagram	4.4		6

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Diagrama AFM		AFM diagram	4.4		8, 9
Diagrama A(K)FM		A(K)FM diagram	4.4		7
Diagrama de fases		Phase diagram	4.4		
Diagénese		Diagenesis	1.1		
Diatexito		Diatexite	4.3	9	
Diatexito (s.s.)		Diatexite (s.s.)	4.3	9	
Diatexito tipo nebulítico		Nebulite diatexite	4.3	9	
Diatexito tipo *schlieren*		Schlieren diatexite	4.3	9	
Diatexito tipo *schollen*		Schollen diatexite	4.3	9	
Diferenciação metamórfica		Metamorphic differentiation			
Diópsido	Diopsídio	Diopside	Anexo		6
Distena, Cianite	Distênio, Cianita	Kyanite	4.2, Anexo	6, 7	5, 6, 8, 10, 11
Divariante		Divariant			
Dolomite	Dolomita	Dolomite	Anexo		
Eclogito		Eclogite	1.4		
Enderbito		Enderbite	1.4		
Enstatite	Enstatita	Enstatite	Anexo		
Epídoto	Epídoto	Epidote	1.4, Anexo	6, 7	6
Epizona		Epizone	4.2		
Equigranular		Equigranular		4	
Erosão		Erosion			15
Espessamento crustal		Crustal thickening	4.6		1, 15
Espessartite	Espessartina	Spessartine	Anexo		
Estaurolite	Estaurolita	Staurolite	4.2, Anexo	6, 7	4, 6, 8, 9, 11
Estrutura		Structure	4.1		
Euédrico		Euhedral		4	
Eutéctico		Eutectic			
Extinção ondulante		Undulose extinction			
Exumação		Exhumation			15
Fábrica		Fabric	4.1		

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Fábrica cristalográfica		Crystallographic fabric, Lattice preferred orientation – LPO	4.1		
Fábrica de forma		Grain-shape fabric, Dimensional preferred orientation – DPO	4.1		
Fábrica isotrópica		Isotropic fabric	4.1		
Fábrica linear		Linear fabric	4.1		
Fábrica planar		Planar fabric	4.1		
Fábrica S-C		S-C fabric			
Fácies		Facies	1.3, 4.2	6	5
Fácies anfibolítica		Amphibolite facies	4.2	6	5
Fácies das corneanas horneblêndicas		Hornblenda-hornfels facies			
Fácies das corneanas piroxénicas		Pyroxene-hornfels facies			
Fácies dos xistos azuis		Blueschist facies	4.2	6	5
Fácies dos xistos verdes		Greenschist facies	4.2	6	5
Fácies eclogítica		Eclogite facies	4.2	6	5
Fácies granulítica		Granulite facies	4.2	6	5
Fácies metamórfica		Metamorphic facies	1.3, 4.2	6	5
Fácies prehnite-pumpellyite		Prenhite-pumpellyite facies	4.2	6	5
Fácies sanidínica		Sanidinite facies			
Fácies zeolítica		Zeolite facies	4.2	6	5
Faialite	Faialita	Fayalite	Anexo		
Falha		Fault	4.1	1, 5	
Fanerítico		Phaneritic	1.4		2
Farinha de falha		Fault gouge	4.1	5	
Feldspato K (Feldspato potássico)		K-feldspar	Anexo	6	7, 8, 9, 10, 11
Fengite	Fengita	Phengite	Anexo	6	
Filito		Phyllite	1.4	3, 7	
Filonito		Phyllonite	4.1		
Foliação		Foliation	4.1	5	2
Foliação contínua		Continuous foliation	4.1		2

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Foliação espaçada		Spaced foliation	4.1		2
Foliação externa (Se)		External foliation (Se)	4.1		3
Foliação interna (Si)		Internal foliation (S i)	4.1		3
Forsterite	Forsterita	Forsterite	Anexo		
Fusão congruente		Congruent melting			
Fusão incongruente		Incongruent melting			
Fusão parcial		Partial melting	1.1, 4.3		
Geobarómetro		Geobarometer	4.5		12
Geoterma		Geotherm	1.3		
Geoterma transitória		Transient geotherm	1.3		1
Geotermobarometria		Geothermobarometry	4.5		
Geotermómetro		Geothermometer	4.5		12
Geotermómetro granada-biotite		Garnet-biotite geothermometer	4.5		
Glaucófana		Glaucophane	1.4, 4.5, Anexo	6	
Gnaisse, Gneisse	Gnaisse	Gneiss	1.4	3, 7	
Gnaisse ocelado, Gneisse ocelado		Augen gneiss	1.4		
Gradiente geotérmico		Geothermal gradient	1.2, 4.2		1
Gradiente metamórfico de campo		Metamorphic field gradient	4.6		16
Grafite	Grafita	Graphite	Anexo		
Granada		Garnet	1.4, 4.1, 4.2, 4.5, 4.6, Anexo	6, 7	4, 8, 11
Granofelsito		Granofels	1.4		
Granulito		Granulite	1.4		
Granulito máfico		Mafic granulite	1.4		
Grau metamórfico		Metamorphic grade	1.4, 4.2, 4.5, 4.6	3, 7	
Grelha petrogenética	Grade petrogenética	Petrogenetic grid	4.5		10
Grossularite	Grossularita	Grossular	1.4, Anexo		6

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Helicítico		Helicitic			
Hiperstena	Hiperstênio	Hypersthene	Anexo		
Hipidioblástico		Hypidioblastic		4	
Hipidiomórfico		Hypidiomorphic		4	
Horneblenda		Hornblende	4.1, Anexo	6	6
Idioblástico		Idioblastic		4	
Idiomórfico		Idiomorphic		4	
Illite, Ilite	Illita, Ilita	Illite	Anexo	6	
Inclusões		Inclusions	4.1, 4.6		
Inclusão fluida		Fluid inclusion			
Inclusão orientada		Inclusion trail			
Inequigranular		Inequigranular		4	
Isógrada		Isograd	4.2		
Isoquímico		Isochemical			
Jadeíte	Jadeíta	Jadeite	4.5, Anexo	6	
Kinzigito		Kinzigite	2.2		
Khondalito		Khondalite	1.4, 2.2		
Laumontite		Laumontite	Anexo	6	
Lawsonite	Lawsonita	Lawsonite	Anexo	6	6
Leucocrático		Leucocratic			
Leucossoma		Leucosome	4.3	8	
Levantamento isostático		Isostatic uplift			15
Lineação		Lineation	4.1		
Lineação de crenulação		Crenulation lineation	4.1		
Lineação de estiramento		Stretching lineation	4.1		
Lineação de interseção		Intersection lineation	4.1		
Lineação mineral		Mineral lineation	4.1		
Lobulado		Lobate		4	

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Margarite	Margarita	Margarite	Anexo		
Mármore		Marble	1.4	2, 3	6
Maturação	Maturidade	Maturation	1		
Melanocrático		Melanocratic			
Melanossoma		Melanosome	4.3		
Mesocataclasito		Mesocataclasite			
Mesomilonito		Mesomylonite	4.1		
Mesossoma		Mesosome	4.3		
Mesozona		Mesozone	4.2		
Metabasito		Metabasite	1.4, 4.2, 4.4	2, 3, 6, 10	6
Metaconglomerado		Metaconglomerate			
Metagrauvaque	Metagrauvaca	Metagreywacke	1.4		
Metamorfismo		Metamorphism			
Metamorfismo de alta pressão		High-pressure metamorphism	4.2		5
Metamorfismo de alto grau		High-grade metamorphism	1.1, 1.4, 4.2, 4.3, 4.6		
Metamorfismo de baixa pressão		Low-pressure metamorphism	4.2		5
Metamorfismo de baixo grau		Low-grade metamorphism	1.4, 4.2, 4.3, 4.6		
Metamorfismo de contacto		Contact metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo de enterramento	Metamorfismo de soterramento	Burial metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo de impacto		Impact metamorphism, Shock metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo de pressão intermédia		Medium-pressure metamorphism	4.2		5
Metamorfismo de zonas de cisalhamento		Fault-zone metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo dinâmico		Dynamic metamorphism			
Metamorfismo dos fundos oceânicos		Ocean-floor metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo hidrotermal		Hydrothermal metamorphism	1.4	1	

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Metamorfismo isoquímico		Isochemical metamorphism	1.1		
Metamorfismo local		Local metamorphism			
Metamorfismo orogénico		Orogenic metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo prógrado		Prograde/Progressive metamorphism	1.1, 4.6		13
Metamorfismo regional		Regional metamorphism	1.4	1	
Metamorfismo retrógrado		Retrograde/Retrogressive metamorphism	4.6		13
Metamorfismo térmico		Thermal metamorphism	1.2		
Metamorfismo tipo Abukuma		Abukuma type metamorphism	4.2		
Metamorfismo tipo Barroviano		Barrovian type metamorphism	4.2		
Metamorfismo tipo Buchan		Buchan type metamorphism	4.2		
Metapelito		Metapelite	1.4, 4.2, 4.4	2, 3, 6, 7, 10	6, 9
Metassedimento		Metasediment	1.4		
Metassomatismo		Metasomatism	1.1, 1.4	1	
Metatexito		Metatexite	4.3	9	
Metatexito estromático		Stromatic metatexite	4.3	9	
Metatexito tipo *dilation-structured*		Dilation-structured metatexite	4.3	9	
Metatexito tipo *net-structured*		Net-structured metatexite	4.3	9	
Metatexito tipo *patch*		Patch metatexite	4.3	9	
Metatexito tipo *patch-structured*		Patch-structured metatexite	4.3	9	
Micas (grupo)		Mica group	Anexo		
Micaxisto		Micaschist	1.4, 4.2	3, 7	
Microbrecha		Microbreccia		5	
Microestrutura		Microstructure	4.1		
Microfábrica		Microfacbric			
Microlíton	Microliton	Microlithon			2
Migmatito		Migmatite	1.1, 1.4, 4.3	8, 9	
Milonito		Mylonite	1.4, 4.1	5	
Milonito ocelado	Milonito *augen*	Augen mylonite	4.1		

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Mimético		Mimetic			
Mineral índice		Index mineral	4.2		
Mineral máfico		Mafic mineral			
Mineral tipomórfico		Typomorphic mineral			
Moscovite	Muscovita	Muscovite	1.4, 4.4	6, 7	6, 7, 9, 10, 11
Nebulítico		Nebulitic		9	
Neoblasto		Neoblast			
Neossoma		Neosome	4.3	8	
Neossoma não-segregado		Unsegregated neosome	4.3	8	
Neossoma segregado		Segregated neosome	4.3	8	
Ocelado	*Augen*	Augen texture	1.4		
Ocelo		Augen	1.4		
Oligóclase, Oligoclase	Oligoclásio	Oligoclase	4.2, Anexo	6, 7	
Olivina		Olivine	Anexo		
Onfacite	Onfacita	Omphacite	Anexo		
Orientação preferencial		Preferred orientation	4.1		
Orógeno		Orogen		1	15
Ortóclase, Ortoclase, Ortose	Ortoclásio	Orthoclase	Anexo		
Ortoderivado		Orthoderivate			
Ortognaisse, Ortogneisse	Ortognaisse	Orthogneiss			
Ortopiroxena		Orthopyroxene	1.4, Anexo	6	6
Paleossoma		Palaeosome	4.3	8	
Paragénese		Paragenesis	4.5		
Paragnaisse, Paragneisse	Paragnaisse	Paragneiss	1.4		
Paragonite	Paragonita	Paragonite	Anexo		
Pelito		Pelite	1.4	2, 3, 6, 7	8, 10
Penetrativo		Penetrative	4.1		
Peritéctico		Peritectic			
Pico bárico		Peak pressure	4.6		

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Pico metamórfico		Metamorphic peak	4.6		13
Pico térmico		Peak temperature	4.6		
Pirofilite	Pirofilita	Pyrophyllite			6
Piropo		Pyrope	1.4, Anexo	6	6
Plagióclase, Plagioclase	Plagioclásio	Plagioclase	1.4, 4.1, 4.2, Anexo	6	
Poiquilítico		Poikilitic	4.1		
Poiquiloblasto		Poikiloblast	4.1		3
Poligonal		Polygonal		4	
Polimetamorfismo		Polymetamorphism			
Poliminerálico		Poly-mineralic			
Polimorfos		Polymorphs	Anexo		5
Porfiroblasto		Porphyroblast	1.4, 4.1		
Porfiroclasto		Porphyroclast	4.1		
Pós-cinemático, Pós-tectónico		Post-kinematic, post-tectonic	4.1		3
Pré-cinemático, Pré-tectónico		Pre-kinematic, pre-tectonic	4.1		3
Prehnite	Prenita	Prehnite	4.2, Anexo	6	5, 6
Pressão		Pressure	1.1, 4.2, 4.5, 4.6		
Pressão confinante		Confining pressure			
Pressão de fluidos		Fluid pressure			
Pressão litostática		Lithostatic pressure			
Prógrado		Prograde, Progressive metamorphism	1.1, 4.6		13
Protocataclasito		Protocataclasite			
Protólito, Protolito, Rocha parental		Protolith, Parent rock	1.4, 4.3	2, 3, 8	
Protomilonito		Protomylonite	4.1	5	
Pseudomorfo		Pseudomorph			
Pseudosecção		Pseudosection	4.5		11
Pseudotaquilito		Pseudotachylite	4.1	5	
Pumpellyite	Pumpellyita	Pumpellyite	4.2, Anexo	6	5, 6

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Quartzito		Quartzite	1.4	3	
Quartzo		Quartz	1.4, 4.1, 4.4	6, 7	9, 10, 11
Quiastolite	Quiastolita	Chiastolite			
Reação contínua		Continuous reaction			
Reação de descarbonatação		Decarbonation reaction			
Reação de desidratação		Dehydration reaction			
Reação de desvolatilização		Devolatilization reaction			
Reação descontínua		Discontinuous reaction			
Reação sólido-sólido		Solid-solid reaction			
Reações redox		Redox Reaction			
Recristalização		Recrystallisation	1.1, 1.2, 4.1	5	
Regra das fases		Phase rule			
Resíduo		Residuum	4.3	8	
Restito		Restite	4.3		
Retrógrado		Retrograd	4.6		13
Rocha ácida		Acid rock	Anexo		
Rocha básica		Basic rock	1.4		
Rocha calcossilicada	Rocha calcissilicática	Calc-silicate rock	1.4	2, 10	
Rocha carbonatada		Carbonate rock	1.4, Anexo	2	
Rocha félsica		Felsic rock	1.4	2	
Rocha foliada		Foliated rock	1.2, 1.4, 4.1	1, 3	
Rocha máfica		Mafic rock	1.4, 4.2, 4.4, 4.6	2, 6	
Rocha metamórfica		Metamorphic rock	1.4, 4.1	2, 3, 4	
Rocha metavulcânica		Metavolcanic rock			
Rocha não-foliada		Non-foliated rock	1.2, 1.4, 4.1	1, 3	
Rocha pelítica		Pelitic rock	1.4		8, 10
Rocha quartzo-feldspática		Quartzofeldspathic rock	1.4, Anexo	2	
Rocha ultrabásica		Ultrabasic rock			
Rocha utramáfica		Ultramafic rock	1.4	2, 10	

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Rochas de falha		Fault rocks	4.1	5	
Rútilo		Rutile	Anexo		
Segregação metamórfica		Metamorphic differentiation			
Semipelito		Semipelite			
Sequência de fácies		Facies series	3.2		
Serpentina		Serpentine	1.4, Anexo		
Serpentinito		Serpentinite	1.4		
Sillimanite	Sillimanita	Sillimanite	1.4, 4.2, Anexo	6, 7	5, 8, 9, 10, 11
Simplectite	Simplectita	Symplectite	4.1		
Sincinemático, Sintectónico		Syn-kinematic, Syn-tectonic	4.1		3
Sistema CFMAScH		CFMAScH system		10	
Sistema CMScH		CMScH system		10	
Sistema CMSH		CMSH system		10	
Sistema KFMASH		KFMASH system	4.5	10	11
Sistema NCMASH		NCMASH system		10	
Sistema NKFMASH		NKFMASH system		10	
Skarn	*Skarn*	Skarn	1.4		
Solidus		Solidus			
Solução por pressão		Pressure solution			
Solução sólida		Solid solution	4.5, Anexo		
Sombra de pressão		Pressure shadow			3
Subeuédrico		Subhedral		4	
Subidioblástico		Subidioblast		4	
Subsólido		Subsolidus			
Substituição pseudomórfica		Pseudomorphic replacement	4.1		
Superfície-S		S-surface			
Talco		Talc	4.1, Anexo		
Tectito		Tektite			
Tectonito		Tectonite	4.1		

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Tectonito-L		L-Tectonite	4.1		
Tectonito-S		S-Tectonite	4.1		
Tectonito-SL		SL-Tectonite	4.1		
Textura		Texture	1.2, 1.4, 4.1	1, 3	
Textura afanítica		Aphanitic texture	1.4		
Textura cristaloblástica		Crystalloblastic texture	4.1		
Textura de substituição		Replacement texture	4.1		
Textura de reação		Reaction texture	4.1		
Textura em *atoll*		Atoll texture			
Textura em bola de neve		Snow ball texture			
Textura fanerítica		Phaneritic texture	1.4		2
Textura foliada		Foliated texture	1.2, 1.4, 4.1	1, 3	
Textura gnáissica, Textura gneissica		Gneissic texture	4.1		
Textura granoblástica		Granoblastic texture	4.1	4	
Textura granolepidoblástica		Granolepidoblastic texture	4.1	4	
Textura lepidoblástica		Lepidoblastic texture	4.1		
Textura lepidogranoblástica		Lepidogranoblastic texture			
Textura nematoblástica		Nematoblastic texture	4.1		
Textura porfiroblástica		Porphyroblastic texture	1.4, 4.1		
Textura quelifítica		Kelyphitic	4.1		
Textura seriada		Seriate texture		4	
Tipo bárico (de metamorfismo)		Baric type	1.3, 4.2		
Trajetória anti-horária		Counterclockwise path	4.6		
Trajetória horária		Clockwise path	4.6		
Trajetória pressão-temperatura-tempo (PTt)		Pressure–temperature–time (P–T–t) path	1.3, 4.6		13, 14, 15, 16
Transformação polimórfica		Polymorphic transformation			
Tremolite	Tremolita	Tremolite	1.4, Anexo		
Turmalina		Tourmaline	Anexo		

Português		Inglês	Referido em		
Portugal	Brasil		Textos	Quadros	Figuras
Ultrabásico		Ultrabasic			
Ultracataclasito		Ultracataclasite			
Ultramilonito		Ultramylonite	4.1	5	
Univariante		Univariant			
Vesuvianite	Vesuvianita	Vesuvianite			6
Wollastonite	Wollastonita	Wollastonite			6
Xenoblástico		Xenoblastic		4	
Xenomórfico		Xenomorphic		4	
Xisto		Schist	1.4, 4.2	3, 6	
Xisto argiloso, *Shale*	Folhelho	Shale	1.4		
Xisto azul		Blueschist	1.4, 4.2	6	5
Xisto betuminoso		Oil shale			
Xisto mosqueado		Spotted schist, Spotted slate	1.4		
Xisto verde		Greenschist	1.4, 4.2	3, 6	5
Xistosidade		Schistosity	4.1		2
Xistosidade contínua		Continuous schistosity			2
Xistosidade de crenulação		Crenulation schistosity			2
Xistosidade espaçada		Spaced schistosity			2
Zeolites (grupo)	Zeólita	Zeolite	Anexo		
Zoisite	Zoisita	Zoisite	Anexo		
Zona de falha		Fault zone		1	
Zona metamórfica		Metamorphic zone	3.2		
Zonamento		Zoning			

4. Notas complementares

4.1. Texturas das rochas metamórficas

Enquanto as associações mineralógicas permitem indentificar as condições físicas do evento metamórfico, o estudo das texturas é essencial na compreensão dos processos envolvidos e na reconstituição da história tectonotérmica das rochas.

Durante o metamorfismo podem ser produzidas uma grande diversidade de texturas e, nestas páginas, faz-se referência apenas a algumas das mais significativas, introduzindo em simultâneo a terminologia básica relativa a este assunto. Para uma descrição detalhada, remete-se o leitor para manuais clássicos de petrologia e/ou petrografia metamórfica como, por exemplo, Spry (1969), Castro Dorado (1989, 2015), Yardley et al. (1990), Passchier & Trouw (1996), Winter (2001) e Best (2003), onde também podem ser encontradas numerosas ilustrações que ajudarão à identificação e interpretação das texturas metamórficas.

4.1.1. Textura, estrutura e fábrica

A **textura** refere-se ao tamanho, forma e arranjo geral dos grãos minerais que compõem uma dada rocha a nível microscópico. Pelo seu lado, o termo **estrutura** tem um significado muito semelhante, com a diferença de que se aplica a aspetos observáveis em amostra de mão, à vista desarmada, ou às escalas cartográfica ou do afloramento. Não existindo uma diferença clara entre os dois conceitos, a não ser a escala de observação, a SCMR-IUGS recomenda a substituição do termo textura pelo de **microestrutura** (Brodie et al. 2007). Contudo, o termo textura está muito arraigado na literatura geológica e continua a ser largamente usado.

Fábrica (*fabric*) diz respeito à orientação espacial dos cristais ou agregados policristalinos que constituem a rocha. É uma designação que pode ser aplicada em qualquer escala, mas com frequência é usada, exclusivamente, a propósito de aspetos microscópicos, em cujo caso também se fala de **microfábrica**. Geralmente, a utilização do termo põe ênfase na orientação preferencial da dimensão maior dos grãos (**fábrica de forma**) ou dos elementos cristalográficos dos minerais constituintes da rocha (**fábrica cristalográfica**). Orientações preferenciais com carácter linear ou planar são designadas, respetivamente, **fábricas lineares** e **planares**. Se os elementos constituintes da rocha não apresentam qualquer orientação, a fábrica é isotrópica.

Refira-se, ainda, que alguns autores, como Passchier & Trouw (1996), usam microfábrica como sinónimo de microestrutura.

4.1.2. Texturas cristaloblásticas

Os minerais que formam as rochas metamórficas desenvolvem-se num meio essencialmente sólido, através da transformação de minerais preexistentes ou da reação entre duas ou mais fases minerais. Este processo denomina-se **blastese**, e a textura resultante é conhecida como **cristaloblástica**. Dependendo do hábito dos minerais constituintes da rocha, podem ser considerados quatro tipos básicos de texturas cristaloblásticas (Castro Dorado 1989): granoblástica, lepidoblástica, nematoblástica e porfiroblástica.

Na textura **granoblástica**, os cristais formam um mosaico de grãos mais ou menos equidimensionais com tendência a definir contactos entre grãos que fazem entre si ângulos de cerca de 120° (Quadro 4). A textura **lepidoblástica** é definida pelo paralelismo de grãos de minerais de hábito laminado, como as micas, as clorites ou o talco. Quando os cristais que apresentam uma orientação preferencial possuem um hábito alongado ou fibroso – geralmente anfíbolas –, a textura da rocha é dita **nematoblástica**.

Por vezes, nas rochas metamórficas, sobressaem cristais de tamanho maior que os da matriz. Estes grãos minerais recebem a designação de **porfiroblastos**, e a textura que eles caracterizam chama-se **porfiroblástica**. A matriz da rocha pode ser isotrópica (granoblástica) ou anisotrópica (lepidoblástica ou nematoblástica).

No Quadro 4, encontram-se mais alguns termos adicionais usados na descrição textural das rochas metamórficas.

4.1.3. Fábricas planares: foliação, clivagem e xistosidade

Uma das características que mais sobressai na maioria das rochas afetadas pelo metamorfismo regional orogénico é a sua **textura foliada**, isto é, apresentam planos, aproximadamente paralelos e pouco espaçados, ao longo dos quais tende a ocorrer fissibilidade. Este *fabric* planar é visível quer em amostra de mão quer à escala microscópica e resulta da orientação preferencial de minerais metamórficos e/ou de cristais preexistentes.

Em petrologia metamórfica e geologia estrutural existe alguma confusão na terminologia dos diferentes tipos de foliação – ver discussão em, por exemplo, Winter (2001) e Brodie et al. (2007). Contudo, parece existir consenso em utilizar o termo **clivagem** para a foliação das rochas de grão muito fino, reservando a designação de **xistosidade** para os *fabrics* planares de rochas com grãos visíveis à vista desarmada. Pode também acrescentar-se a **textura gnáissica**, um tipo de foliação em que rochas, geralmente de grão grosseiro, apresentam bandas enriquecidas em minerais de cor clara, como, por exemplo, quartzo e feldspato que alternam com níveis ricos em biotite. Por fim, destaca-se, ainda, a chamada clivagem/xistosidade de **crenulação**, onde o *fabric* está definido pela orientação de minerais que se desenvolvem paralelamente aos planos axiais de microdobras que afetam uma clivagem/xistosidade preexistente. A Fig. 2 ilustra a terminologia mais usada para descrever os diferentes tipos de foliação.

4.1.4. Fábricas lineares: lineações

As fábricas lineares são definidas por qualquer elemento linear que seja repetitivo na rocha à escala mesoscópica. As lineações podem resultar: (i) da orientação preferencial de minerais, ou agregados de minerais, que foram alongados durante a deformação (**lineação de estiramento**); (ii) do paralelismo de grãos prismáticos formados no evento tectonometamórfico (**lineação mineral**); (iii) do paralelismo de eixos de microdobras (**lineação de crenulação**); ou (iv) da interseção de duas foliações (**lineação de interseção**).

4.1.5. Tectonitos

Um **tectonito** é qualquer rocha metamórfica, deformada, com uma fábrica penetrativa, resultante da orientação preferencial dos grãos minerais De acordo com a distribuição espacial dos elementos da fábrica, podem ser considerados 3 tipos, embora exista uma transição completa entre uns e outros:

- **Tectonitos-S** (apenas com foliação),
- **Tectonitos-SL** (com foliação e lineção),
- **Tectonitos-L** (apenas com lineação).

4.1.6. Relações blastese-deformação

O metamorfismo regional orogénico é um processo dinâmico, invariavelmente acompanhado por movimentos tectónicos que originam texturas e estruturas nas rochas. O desenvolvimento dos minerais metamórficos (**blastese**) pode ocorrer em qualquer momento da evolução tectónica, ou seja, pode ter lugar antes, durante ou após uma determinada fase de deformação. Assim, os minerais costumam ser agrupados em três categorias em relação a um determinado evento tectónico (Fig. 3): minerais **pré-cinemáticos** (ou **pré-tectónicos**), **sincinemáticos** (ou **sintectónicos**) e **pós-cinemáticos** (ou **pós-tectónicos**).

São vários os critérios texturais que podem ser usados para estabelecer a cronologia relativa entre os períodos de blastese metamórfica e as fases de deformação que afetaram as rochas (ex., Zwart 1962, Spry 1969, Vernon 1976 e Passchier & Trouw 1996). Particular destaque merece a análise dos **poiquiloblastos**, isto é, porfiroblastos que, à medida que crescem, incorporam pequenos grãos da matriz. A natureza e a geometria das inclusões podem ser muito úteis na interpretação da história tectonometamórfica da rocha. Por exemplo, se as fases minerais que aparecem como inclusões nos poiquiloblastos definem uma **foliação interna** (**Si**), pode comparar-se com a foliação da matriz (**foliação externa**, **Se**) e estabelecer uma cronologia relativa entre a blastese e a deformação (Figs. 3 e 4).

4.1.7. Texturas associadas a reações entre minerais: texturas de substituição e coroas de reação

As **texturas** de **substituição** e de **reação** ocorrem quando as reações metamórficas, responsáveis pelas mudanças na composição mineralógica, não são completamente concluídas, podendo permanecer na rocha restos dos minerais reagentes juntamente com os produtos da reação.

Quando dois ou mais minerais se tornam instáveis devido à mudança nas condições metamórficas, pode produzir-se o crescimento de uma ou várias fases minerais que os substituem. Regra geral, a substituição começa nos bordos dos cristais, dando origem a **bordos de reação**, onde os minerais "produto" (neoformados) dispõem-se à volta dos cristais reagentes. Quando este bordo chega a formar como que um anel, rodeando completamente o grão substituído, a textura denomina-se **coroa de reação**.

As fases neoformadas costumam cristalizar em simultâneo, podendo aparecer sob a forma de intercrescimentos lamelares ou vermiculares muito finos, denominados **simplectites**.

Um caso especial é a chamada **textura quelifítica**, definida por uma coroa simplectítica de horneblenda + plagióclase (ou de clinopiroxena + plagióclase) em torno a um cristal de granada (Fettes & Desmons 2007).

O desenvolvimento de bordos de reação permite estabelecer a sequência das reações metamórficas experimentadas por uma rocha. Com frequência, a substituição é parcial e, no estudo petrográfico, pode determinar-se a natureza das fases substituídas. A fase mineral desestabilizada também pode ser inferida, mesmo que tenha sido completamente consumida, quando a forma dos grãos originais ainda se encontre conservada (substituição pseudomórfica).

4.1.8. Texturas de rochas intensamente deformadas

Nas zonas de cisalhamento, as rochas são sujeitas a processos mecânicos, dominados por elevadas taxas de deformação, que conduzem à destruição total da textura original (sedimentar, ígnea ou metamórfica), dando lugar a novos *fabrics*. Estas rochas possuem uma classificação própria e costumam ser designadas, no seu conjunto, como **rochas de falha** (*fault rocks*). A título de exemplo, apresenta-se no Quadro 5 a classificação de Higgins (1971), que se destaca de outras também bastante usadas (Sibson 1977, Wise et al.1984), pela sua simplicidade e facilidade de utilização.

Em níveis superficiais das zonas de cisalhamento, onde a temperatura é baixa e os materiais rochosos têm comportamento frágil, predominam os processos cataclásticos pelo que ocorre a fragmentação ou esmagamento das rochas sem que tenha lugar uma recristalização significativa. Os produtos resultantes são as chamadas **brecha** e **farinha de falha**.

Com o aumento da profundidade, os processos dúcteis tornam-se progressivamente dominantes e na zona de cisalhamento passam a preponderar os mecanismos de deformação plástica intracristalina e recristalização dinâmica, formando as rochas da série milonítica (**protomilonitos**, **milonitos** e **ultramilonitos**).

A SCMR–IUGS propõe para as rochas de falha uma classificação semelhante à do Quadro 5 (Brodie et al. 2007). Contudo, atribui ao nome milonito um carácter mais genérico, englobando os três termos da série e, em contrapartida, introduz a designação de **mesomilonitos** para as rochas com percentagem de matriz fina compreendida entre 50 % e 90 %. Considera, ainda, dois termos adicionais: **milonito ocelado** e **filonito**, definindo-os como milonitos com restos de fragmentos líticos ou de grãos minerais que, pelo seu tamanho, se destacam significativamente da matriz foliada (milonitos ocelados) e como milonitos ricos em filossilicatos (filonitos).

Por vezes, em casos extremos de elevada deformação, pode ser gerado um **pseudotaquilito**. Trata-se de um vidro escuro, resultante da fusão da rocha devido ao calor friccional, que costuma aparecer em pequenos veios de poucos centímetros de espessura.

No seio da matriz das rochas de falha podem persistir restos de grãos da rocha original. Para os distinguir dos cristais que cresceram durante o metamorfismo (blastos/porfiroblastos), costumam ser chamados **clastos** ou, caso o seu tamanho seja grande, **porfiroclastos**.

4.2. Fácies e zonas metamórficas

4.2.1. Fácies metamórficas, sequência de fácies e tipos báricos de metamorfismo

Excetuando as situações em que ocorrem processos metassomáticos, regra geral, as rochas não modificam drasticamente a sua composição durante o metamorfismo, e as mudanças na associação mineralógica são devidas aos diferentes ambientes, em termos de temperatura (T) e de pressão (P), que tiveram lugar durante o metamorfismo.

Com base em associações mineralógicas distintivas, desenvolvidas em rochas máficas, Eskola (1915) introduziu o conceito de **fácies metamórfica** para se referir ao intervalo de condições de T e P em que uma dada associação é estável. O número de fácies originalmente proposto e algumas das suas designações sofreram posteriormente modificações, sendo hoje consideradas as que se indicam na Fig. 5. Pelo seu lado, o Quadro 6 apresenta as associações mineralógicas diagnósticas de cada fácies em metabasitos e metapelitos.

A sequência de fácies observada num terreno metamórfico depende do gradiente geotérmico prevalecente durante o metamorfismo o que, no contexto do metamorfismo regional orogénico, levou Miyashiro (1973) a considerar três **tipos báricos de metamorfismo**: de alta pressão, de pressão intermédia e de baixa pressão, representativos de ambientes tectónicos característicos (Fig. 5).

O **metamorfismo de alta pressão**, tipicamente associado às zonas de subducção, é também designado como glaucofánico (Smulikowski et al. 2007). Neste tipo de metamorfismo, as rochas evoluem durante a sua história prógrada através das fácies zeolítica → xistos azuis → eclogítica (linha A, na Fig. 5).

O **metamorfismo de pressão intermédia** (equivalente ao metamorfismo **tipo Barroviano**) é comum nas cinturas orogénicas e caracteriza-se pela sequência das fácies zeolítica → prehnite-pumpellyite → xistos verdes → granulítica (linha B, na Fig. 5).

Por fim, o **metamorfismo de baixa pressão** (**tipo Abukuma** ou **tipo Buchan**) é característico de um metamorfismo orogénico onde prevalecem elevados fluxos térmicos. A sequência de fácies é a mesma que para o metamorfismo de pressão intermédia (linha C, na Fig. 5). Contudo, nas rochas pelíticas deverá formar-se cordierite e/ou andaluzite, em lugar de distena.

4.2.2. Zonas metamórficas, minerais-índice e isógradas

Um dos primeiros estudos sistemáticos sobre a variação mineralógica e textural das rochas em regiões afetadas por metamorfismo orogénico foi levado a cabo por Geoge Barrow (1893, 1912) no setor sudeste das *Highlands* da Escócia. Barrow observou que as rochas pelíticas da região podiam ser subdivididas em várias **zonas metamórficas**, com base no aparecimento de um novo mineral característico, designado **mineral-índice**. Assim, a sequência prógrada de zonas metamórficas estabelecida para as *Highlands* é:

clorite → biotite → granada → estaurolite → distena → sillimanite

Estas zonas, conhecidas na literatura como **zonas do metamorfismo tipo Barroviano**, têm sido identificadas em muitas outras cinturas orogénicas do mundo e desenvolvem-se em condições de gradientes de pressão intermédia (linha B, na Fig. 5).

Isógradas são as linhas que no terreno delimitam as zonas metamórficas. A sua localização cartográfica situa-se onde um novo mineral-índice aparece pela primeira vez. Se, no sentido prógrado, se atravessa, por exemplo, a isógrada da biotite, entra-se na zona da biotite. Ou seja, as zonas têm a denominação da isógrada que as delimita do lado do menor grau metamórfico.

A associação mineralógica mais frequente em cada uma das zonas barrovianas é indicada no Quadro 7, sendo importante salientar os seguintes aspetos:

(i) o mineral-índice que define uma zona não desaparece necessariamente quando se entra na zona de grau mais alto. Por exemplo, o primeiro aparecimento da biotite é na isógrada com o mesmo nome, mas o mineral não desaparece quando é atingida a isógrada da granada. De facto, a biotite continua a estar presente nas zonas da granada, estaurolite, distena e sillimanite.

(ii) Em paralelo às mudanças mineralógicas, ocorre um aumento no tamanho de grão dos metapelitos, encontrando-se filitos nos domínios de menor grau que transitam a micaxistos e gnaisses nas zonas de maior temperatura.

(iii) A composição da plagióclase muda com o aumento da intensidade do metamorfismo: é albite nas zonas da clorite e da biotite, tornando-se algo mais cálcica (oligóclase) nas zonas de maior grau.

Em condições de menor pressão (metamorfismo tipo Abukuma), as principais diferenças relativamente ao esquema barroviano são (Yardley 1989): (i) não ocorre distena, mas pode estar presente andaluzite; (ii) granada e estaurolite são escassas, podendo estar ausentes; e (iii) a cordierite é mais frequente, sendo, por vezes, assinalada uma isógrada, correspondente ao seu aparecimento, entre a da biotite e a da andaluzite.

Uma zonalidade do metamorfismo regional, diferente da estabelecida por Barrow, foi proposta por Grubenmann (1904) que popularizou a divisão do ambiente metamórfico em três zonas, em função da profundidade, designadas de menor a maior profundidade: **epizona**, **mesozona** e **catazona**. Estas subdivisões não possuem limites precisos, mas continuam a ser usadas na atualidade, embora atribuindo-lhes um sentido bastante genérico.

4.3. Nomenclatura das rochas migmatíticas

Os **migmatitos** são rochas de alto grau metamórfico que sofreram fusão parcial (**anatexia**). O termo migmatito (rocha mista) deve-se a Sederholm (1907), que o utilizou para fazer referência à mistura de componentes com aspetos ígneos e metamórficos tipicamente presentes nestes materiais. Trata-se de rochas extremamente heterogéneas, cuja morfologia é controlada por numerosos fatores, entre os que cabe destacar a natureza da rocha a partir da qual se formaram (protólito), a taxa de fusão parcial, o regime tectónico regional durante o metamorfismo e a duração dos processos de anatexia.

A nomenclatura usada para denominar os diferentes componentes das rochas migmatíticas foi revista por Sawyer (2008) e está sintetizada no Quadro 8. A terminologia recomendada pelo autor, com algumas diferenças, vai ao encontro das propostas da SCMR-IUGS para este conjunto de rochas (Wimmenauer & Bryhni, 2007).

O **neossoma** representa a parte do migmatito envolvida no processo da fusão parcial e, por isso, contém uma fração que deriva da cristalização do líquido e outra que é constituída pelas fases minerais refratárias. Nalguns migmatitos, estas duas partes não se separaram completamente, permanecendo intimamente ligadas na rocha, e constituem os chamados **neossomas não-segregados**. Na maior parte dos casos, porém, tem lugar uma separação entre as duas componentes. Trata-se, então, dos **neossomas segregados**, nos quais a fração fundida é designada por **leucossoma** e a componente sólida por **resíduo** (também conhecido como **restito** ou, ainda, como **melanossoma**).

O **paleossoma** corresponde às partes do migmatito que não foram afetadas por fusão parcial por corresponderem a litologias com composições mineralógicas ditas inférteis (litologias resistentes). Note-se, contudo, que a SCMR-IUGS atribui ao paleossoma um significado diferente do de Sawyer (2008), definindo-o como a parte do migmatito que representa a rocha parental (protólito).

A SCMR-IUGS utiliza ainda o termo **mesossoma** para designar resquícios do protólito, mais ou menos modificados, que podem estar presentes nas rochas migmatíticas.

Com base nas suas características morfológicas, podem ser considerados dois grandes grupos de migmatitos: metatexitos e diatexitos (Quadro 9).

Os **metatexitos** são comuns em áreas afetadas por taxas de fusão baixas e preservam normalmente as estruturas prévias. Tendo em conta a sua morfologia, são subdivididos em várias classes (Sawyer 2008): ***patch***, ***dilation-structured***, ***net-structured*** e **estromático**.

Os **diatexitos** são migmatitos compostos por elevadas quantidades de fração fundida. Formam-se em terrenos onde se atingiram temperaturas suficientemente altas para ocorrer fusão parcial em grande escala das litologias ditas férteis, pelo que as estruturas prévias foram quase totalmente obliteradas e substituídas por *fabrics* isotrópicos ou anisotrópicos (foliação magmática ou sub-magmática). Segundo o esquema de classificação proposto por Sawyer (2008), os diatexitos podem ser dos tipos **nebulítico**, ***schollen***, ***schlieren*** ou corresponder a **diatexitos** (s. s.) (Quadro 9).

4.4. Representação gráfica das associações minerais

Em petrologia metamórfica é muito comum a utilização de diagramas ternários que mostram a correspondência entre associações minerais estáveis e a composição química das rochas que as contêm. A construção de tais diagramas, para diferentes condições restritas de P e T, permite visualizar facilmente quais são os minerais que podem coexistir em equilíbrio numa rocha com uma composição particular, sob as condições metamórficas de interesse. Para uma descrição pormenorizada dos vários tipos de diagramas e da sua correta utilização, remete-se para os trabalhos de Winkler (1976), Winter (2001) ou Bucher & Grapes (2011), entre outros.

Uma das projeções mais usadas é o **diagrama ACF**, onde os parâmetros A, C e F que ocupam os vértices do triângulo vêm dados por:

$$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$$
$$C = CaO - 3{,}3\ PO_2$$
$$F = FeO + MgO + MnO$$

Neste diagrama, podem ser representados os tipos mais comuns de rochas metamórficas, no entanto, tem a desvantagem de alguns minerais como os feldspatos (salvo a anortite) não poderem ser projetados. Usa-se principalmente para rochas metamórficas máficas (metabasitos), mas não é aconselhável no caso dos metapelitos. Com efeito, estas rochas são ricas em Al_2O_3 e K_2O e pobres em CaO contendo, ainda, importantes minerais que são soluções sólidas Fe-Mg, as quais não são possíveis de visualizar no diagrama ACF.

A Fig.6 mostra a posição de vários minerais metamórficos comuns no diagrama ACF. Note-se que a figura não se refere a um intervalo P-T particular, por isso, não contém linhas (*tie-lines*) a conectar fases minerais compatíveis.

Em sistemas pelíticos, as relações de estabilidade entre as diferentes fases minerais podem ser estudadas através do **diagrama AFM** ou **A(K)FM**, concebido por Thompson (1957). Os principais componentes dos metapelitos são os seguintes: K_2O, FeO, MgO, Al_2O_3, SiO_2 e H_2O (sistema KFMASH). Neste caso, o MgO e o FeO não atuam como um único componente e devem ser considerados separadamente. Como a água e a sílica podem ser ignoradas nestes diagramas, os componentes que permanecem na representação gráfica são os quatro restantes, ocupando os vértices do tetraedro AKFM, com A = Al_2O_3, K = K_2O, F = FeO, e M = MgO (Fig. 7). Contudo, para conseguir um diagrama bidimensional, Thompson optou por projetar os pontos do interior do tetraedro sobre a face AFM (Fig. 7) A projecão, a partir do ponto representativo da moscovite, está justificada, porque este mineral é muito abundante nos metapelitos e, como o quartzo, pode ser considerado uma fase em excesso. Se o mineral potássico mais abundante for o feldspato potássico, como sucede nas rochas de alto grau metamórfico, a projeção é feita a partir do ponto de projeção deste mineral. A utilização de um ou outro ponto não modifica significativamente a localização dos minerais no diagrama, salvo no caso da biotite, que aparece como uma faixa fora ou dentro do diagrama, dependendo da projeção ser a partir da moscovite ou do feldspato potássico, respetivamente (Figs. 7 B e C).

O diagrama AFM é o que corresponde à face AFM do tetraedro AKFM, como se apresenta na Fig. 8, onde foram projetados os principais minerais dos metapelitos. Convém salientar que, para além do quartzo e da moscovite, que não aparecem no diagrama por serem consideradas fases em excesso, o feldspato potássico também não pode ser representado, devido à sua posição no tetraedro. Assim, a presença deste mineral indica-se com setas, como ilustrado na Fig. 8. Dado que a maioria dos minerais dos metapelitos são soluções sólidas, aparecem na projeção como segmentos horizontais, evidenciando a variação da relação Fe/Mg na sua composição. Em alguns casos, como na clorite e na biotite, a variação composicional envolve também o parâmetro A e, por isso, são projetadas como áreas.

Os pontos, segmentos ou áreas representativas dos minerais unem-se entre si através de linhas (*tie-lines*). Uma linha que conecta dois minerais representa um domínio onde

a composição da rocha é adequada para a coexistência das duas fases conectadas (+ quartzo + moscovite, considerados em excesso). Do mesmo modo, as linhas que unem três fases delimitam campos composicionais onde é possível a coexistência estável das três fases minerais (+ quartzo + moscovite) (Fig. 9).

4.5. Determinação das condições de pressão e temperatura do metamorfismo

Um dos objetivos da petrologia metamórfica é o de conhecer as pressões e temperaturas da formação das rochas metamórficas. As primeiras aproximações a esta problemática tiveram um carácter qualitativo. Por exemplo, os clássicos minerais-índice das rochas pelíticas foram usados como indicadores qualitativos do grau metamórfico, para avaliar as condições P-T relativas através de um terreno metamórfico ou para comparar terrenos diferentes entre si. Minerais, como andaluzite e cordierite, são indicadores de baixas pressões, enquanto outros, como jadeíte e glaucofana, indicam pressões elevadas.

Com o desenvolvimento das técnicas experimentais, durante as décadas dos anos 50 e 60 do século XX, para o estudo do equilíbrio das fases minerais, as condições de formação de muitas associações mineralógicas estão hoje bem constrangidas, pelo que se tem atualmente uma noção bastante razoável das pressões e temperaturas necessárias para a formação dos tipos comuns de rochas metamórficas.

4.5.1. Grelhas petrogenéticas

O método mais simples e, por vezes, o mais fidedigno para estimar as condições de formação de uma determinada associação mineralógica é através da utilização de **grelhas petrogenéticas**. Estes gráficos são diagramas P-T, onde se projetam as curvas de equilíbrio das principais reações metamórficas que podem ocorrer num determinado sistema químico. As linhas de reação que se intersetam delimitam, no espaço P-T, campos de estabilidade das diferentes associações minerais.

Desde de que Bowen (1940) propôs a sua utilização, muitas grelhas foram construídas a partir de dados experimentais e de modelos termodinâmicos (Quadro 10). No entanto, um dos principais problemas da aplicação das grelhas petrogenéticas reside no facto de serem construídas com base em sistemas químicos simplificados, enquanto que as rochas são sistemas muito mais complexos. Por exemplo, muitos dos minerais envolvidos nas reações metamórficas são soluções sólidas e cada componente da série tem uma curva de equilíbrio diferente. Isto significa que as experiências, levadas a cabo com uma composição específica dos minerais, poderão não refletir com rigor as condições de formação de uma rocha com a mesma associação mineralógica, mas em que a composição da solução sólida dos minerais não é a mesma. Contudo, existem grelhas com a representação das curvas de equilíbrio correspondentes aos minerais extremos de séries isomorfas que proporcionam uma boa aproximação para a identificação das condições P-T do metamorfismo (Bucher & Grapes 2011).

A título de exemplo, na Fig. 10 mostra-se uma grelha para o sistema K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (KASH) onde estão projetadas algumas das reações mais importantes que governam o desenvolvimento das associações minerais em rochas pelíticas, em condições de alto grau metamórfico.

4.5.2. Pseudosecções

As grelhas petrogenéticas permitem visualizar facilmente a influência da pressão e da temperatura na estabilidade dos minerais e das paragéneses. No entanto, o aparecimento dos minerais, assim como a sua estabilidade no espaço P-T, são fortemente dependentes da composição global da rocha que os contém e a melhor forma de visualizar esta importante dependência é através da construção de **pseudosecções**. Estes gráficos foram introduzidos na literatura por Hensen (1971) e são desenhados para uma composição química particular, isto é, para una rocha específica. As pseudosecções mais comuns são diagramas P-T onde se apresentam os campos de estabilidade das diferentes associações minerais para a composição global de uma rocha (Fig. 11).

Em sistemas onde o número de componentes é superior a três e os minerais formam complexas soluções sólidas, a construção de pseudosecções requer a utilização de programas informáticos. Um dos mais populares é o THERMOCALC, de Roger Powell e Tim Holland, que pode ser obtido gratuitamente em http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html.

4.5.3. Geotermobarometria

Os estudos de **geotermobarometria** visam a determinação quantitativa da pressão e da temperatura para as quais uma rocha metamórfica atingiu o equilíbrio químico.

A aquisição de dados geobarométricos assenta em experiencias laboratoriais, modelos e cálculos termodinâmicos e análises de química mineral. Os estudos geobarométricos tiveram um grande desenvolvimento durante a década de 80, do século XX, tendo sido incorporados em numerosos trabalhos de petrologia metamórfica. Hoje, a existência de diversos programas informáticos facilita enormemente os cálculos termobarométricos e permite a ampla utilização da técnica (Powell & Holland 1994, 2008).

Uma introdução geral a este tipo de estudos pode ser encontrada, por exemplo, em Essene (1982), Bohlen & Lindsley (1987) ou Yardley & Schumacher (1991). Para contribuições mais recentes e metodologias atualizadas, remete-se para os trabalhos citados por Brown (2014) na sua síntese sobre o estado da arte da petrologia metamórfica.

Em linhas gerais, as determinações geobarométricas baseiam-se na determinação, para determinadas reações químicas, da respetiva constante de equilíbrio, cujo valor depende da pressão, temperatura e da composição química. Como a composição química dos minerais envolvidos na reação deverá ser conhecida analiticamente, esta dependência termodinâmica permite calcular a pressão ou a temperatura do sistema, se estiverem constrangidas, respetivamente, a temperatura ou a pressão.

As condições de equilíbrio de duas reações são representadas por duas linhas num diagrama P-T. A sua interseção indica o equilíbrio simultâneo das duas reações, obtendo-se uma estimativa das condições de formação de uma determinada amostra.

Os **geotermómetros** são reações muito sensíveis às variações de temperatura. Tipicamente envolvem trocas catiónicas de elementos com raio iónico semelhante, pelo que não

provocam variações significativas de volume, daí a sua escassa dependência da pressão. Os geotermómetros mais comuns envolvem trocas de Fe e Mg entre dois minerais, como por exemplo entre granada e biotite. Este tipo de reações aparece no diagrama P-T como uma linha de forte declive (Fig. 12).

Os **geobarómetros** correspondem a reações que ocorrem a uma pressão quase constante, num amplo intervalo de temperatura, projetando-se num diagrama P-T como uma linha praticamente horizontal (Fig. 12).

4.6. Trajetórias pressão – temperatura – tempo (PTt)

A história metamórfica de uma rocha pode ser representada esquematicamente num diagrama P-T através de uma curva conhecida como **trajetória PTt** (pressão-temperatura-tempo). Uma trajetória PTt como a da Fig.13 representa as condições de pressão e temperatura experimentadas por uma rocha ao longo dum ciclo metamórfico, desde que abandona o ambiente sedimentar e entra no domínio do metamorfismo até que é exposta à superfície da Terra onde atualmente pode ser observada.

As trajetórias PTt foram introduzidas por England & Richardson (1977) (Fig. 1) e modeladas, com base em estudos teóricos, por England & Thompson (1984) e Thompson & England (1984), entre outros autores. Desde então, têm-se convertido numa poderosa ferramenta para destrinçar os processos tectonometamórficos que acompanham o desenvolvimento orogénico e numerosos gráficos deste tipo têm sido obtidos em terrenos metamórficos de diferentes regiões e contextos geológicos. Em particular, para as rochas do Maciço Ibérico, afetadas pelo metamorfismo regional varisco, podem ser consultados, por exemplo, os resultados apresentados nos trabalhos de Escuder Viruete et al. (1994, 1998), Arenas et al. (2004), Martínez Catalán et al. (2004) e Valle Aguado et al. (2005).

A construção das trajetórias PTt pode ser feita através da integração de dados texturais obtidos no estudo petrográfico (ex., inclusões de minerais relictos, identificação de reações metamórficas, relações blastese-deformação) combinados com a utilização de grelhas petrogenéticas. As trajetórias também podem ser calculadas utilizando dados geotermobarométricos, complementados com informação textural, geocronológica ou sobre a variação química em cristais zonados (de granada, por exemplo).

4.6.1. Alguns tipos de trajetórias PTt

As curvas PTt podem ter formas variadas, dependendo da história tectonometamórfica da região considerada. A Fig.14 ilustra vários tipos comuns de trajetórias representativas de diferentes contextos:

- A curva **A** exemplifica a evolução típica das rochas metamórficas do metamorfismo regional orogénico. A forma da trajetória é a de um laço em sentido horário (*clockwise* PTt *path*) e evidencia um evento prógrado, relacionado com o engrossamento da crusta durante as fases iniciais do desenvolvimento da cadeia, seguido de um estádio de descompressão quase isotérmica, que culmina numa evolução metamórfica retrógrada em regime de baixa pressão. A descompressão e arrefecimento que seguem ao evento prógrado estão

ligados ao período em que a crusta, através da ação da erosão e estruturas extensionais, tende a recuperar a sua espessura normal e restabelecer o equilíbrio isostático (Fig. 15).

- No caso da curva **B**, representativa do metamorfismo de contacto, o aquecimento provocado por uma intrusão ígnea e o subsequente arrefecimento das rochas da auréola ocorrem a pressão praticamente constante.

- A curva **C** descreve uma trajetória anti-horária (*counterclockwise* PTt *path*) e tem sido documentada em terrenos gnáissicos de alto grau metamórfico (da fácies granulítica). Costuma ser interpretada como resultado da intrusão de grandes quantidades de magmas máficos na crusta inferior ou média. O acréscimo de calor e de massa provoca, nas rochas subjacentes à intrusão, uma subida de temperatura e de pressão. Depois do pico térmico, o arrefecimento ocorre em condições quase isobáricas porque, devido à elevada densidade das rochas máficas, as taxas de levantamento e erosão são muito limitadas.

Contrariamente à visão clássica do metamorfismo, a pressão e a temperatura não aumentam em simultâneo ao longo de toda a evolução metamórfica de uma rocha. Como se observa na Fig. 13, as rochas atingem a pressão máxima (P_{MAX}) e a temperatura máxima (T_{MAX}) em momentos diferentes e, num contexto de metamorfismo regional orogénico, P_{MAX} é alcançada antes de T_{MAX}. O que as associações minerais presentes nas rochas preservam são as condições P e T da temperatura máxima, conhecidas por **pico metamórfico**, quando se atinge o equilíbrio químico, sendo difícil de calcular o valor de P_{MAX}, mesmo com a utilização de geobarométros (Winter 2001).

Um outro aspeto evidenciado pela análise das trajetórias PTt surge quando são comparadas as trajetórias de rochas de níveis crustais diferentes que afloram numa região metamórfica. Verifica-se que, no momento em que as zonas mais superficiais (rochas de menor grau) alcançam a temperatura máxima e começam o seu arrefecimento, as rochas mais profundas (de maior grau) ainda estão a aquecer. Por outras palavras, num segmento crustal sujeito a metamorfismo orogénico, o pico metamórfico (T_{MAX}) é mais precoce nos níveis mais altos da crusta em comparação com os mais profundos, onde é atingido mais tardiamente (England & Thompson 1984, Thompson & England 1984).

A linha que no espaço P-T une os pontos do pico metamórfico define o chamado **gradiente metamórfico de campo** (Spear et al.1984) (Fig. 16), o qual não representa o gradiente geotérmico em nenhum momento particular da história metamórfica do setor em causa, já que o pico metamórfico é diacrónico.

ANEXO

Principais minerais constituintes das rochas metamórficas.

Abreviaturas segundo Kretz (1983). Fórmulas químicas segundo Yardley (1989).

Nome	Abrev.	Fórmula	Observações
Actinolite	Act	$Ca_2(Mg,Fe^{3+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Grupo das anfíbolas
Albite	Ab	$NaAlSi_3O_8$	Grupo das plagióclases
Andesina			Grupo das plagióclases
Almandina	Alm	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	Grupo das granadas
Alumino-silicato	Als	Al_2SiO_5	Polimorfos de Al_2SiO_5. Ver andaluzite, distena e sillimanite
Analcite	Ac	$NaAlSi_2O_6H_2O$	Grupo das zeolites
Andaluzite	And	Al_2SiO_5	
Andradite	Adr	$Ca_3Fe^{3+}{}_2Si_3O_{12}$	Grupo das granadas
Anfíbolas (supergrupo)	Am		Solução sólida complexa. Ver actinolite, barroisite, crossite, glaucofana, horneblenda e tremolite
Anortite	An	$CaAl_2Si_2O_8$	Grupo das plagióclases
Antigorite	Atg	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Grupo das serpentinas
Apatite	Ap	$Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$	Acessório comum em rochas ácidas
Aragonite	Arg	$CaCO_3$	
Augite	Aug	$(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6$	Grupo das piroxenas
Barroisite	Bar	$CaNa(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})_2AlSi_7O_{22}(OH)_2$	Grupo das anfíbolas
Biotite	Bt	$K_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_6Al_{2-3}Si_{6-5}O_{20}(OH)_4$	Mica trioctaédrica. Amplo campo de condições de P e T em rochas pelíticas e quartzo-feldspáticas
Calcite	Cal	$CaCO_3$	Rochas carbonatadas
Clinopiroxena	Cpx		Solução sólida complexa. Ver diópside, jadeíte e onfacite
Clinozoisite	Czo	$CaAl_3Si_3O_{12}(OH)$	
Clorite	Chl	$(Mg,Fe^{2+},Al)_{12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$	
Cloritoide	Ctd	$(Fe^{2+},Mg)_2Al_4,Si_2O_{10}(OH)_4$	
Cordierite	Crd	$(Mg,Fe^{2+})_2Al_4Si_5O_{18}$	
Crisótilo	Ctl	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Grupo das serpentinas
Crossite	Cro	$Na(Mg,Fe^{2+})_3(Al,Fe^{3+})_2Si_8O_{22}(OH)_2$	Grupo das anfíbolas
Diópsido	Di	$CaMgSi_2O_6$	Grupo das piroxenas
Distena	Ky	Al_2SiO_5	
Dolomite	Dol	$CaMg(CO_3)_2$	
Enstatite	En	$Mg_2Si_2O_6$	Grupo das piroxenas (ortopiroxenas)
Epídoto	Ep	$CaFe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)$	

Nome	Abrev.	Fórmula	Observações
Espessartite	Sps	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	Grupo das granadas
Estaurolite	St	$(Fe^{3+},Mg_4),Al_{18}Si_{7.5}O_{44}(OH)_4$	
Faialite	Fa	Fe_2SiO_4	Grupo da olivina
Feldspato K	Kfs	$KAlSi_3O_8$	Grupo dos feldspatos
Fengite	Phg	$K_2(Mg,Fe^{2+})_{0-2}Al_{6-4}Si_6O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica
Forsterite	Fo	Mg_2SiO_4	Grupo da olivina
Glaucofana	Gln	$Na_2(Mg,Fe^{2+})_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$	Grupo das anfíbolas
Grafite	Gr	C	
Granada	Grt		Solução sólida complexa. Ver almandina, andradite, espessartite, grossularite e piropo
Grossularite	Grs	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	Grupo da granada
Hiperstena	Hip	$Mg_{1-1.4}Fe^{2+}_{1-0.6}Si_2O_6$	Grupo das piroxenas (ortopiroxenas)
Horneblenda	Hb	$Na_{0-1}Ca_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5Al_{2-1}Si_{6-7}O_{22}(OH)_2$	Grupo das anfíbolas
Illite, Ilite	Ill	$K_{1-5}Al_{5-5.5}Si_{7-6.5}O_{20}(OH)_4$	Grupo das argilas
Jadeíte	Jd	$NaAlSi_2O_6$	Grupo das piroxenas
Laumontite	Lm	$CaAl_2Si_4O_{12}4H_2O$	Grupo das zeólites
Lawsonite	Lws	$CaAl_2Si_2O_7(OH)_2H_2O$	
Margarite	Mrg	$Ca_2Al_8Si_4O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica
Micas (grupo)			Duas séries: (a) micas dioctaédricas, ver fengite, moscovite, margarite e paragonite; (b) micas trioctaédricas, ver biotite
Moscovite	Ms	$K_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica
Oligóclase, Oligoclase			Grupo das plagióclases
Olivina	Ol		Solução sólida complexa. Ver faialite e forsterite
Onfacite	Omp	$(Ca,Na)(Mg,Al)Si_2O_6$	Grupo das piroxenas
Ortopiroxena	Opx	$(Mg,Fe)SiO_3$	Solução sólida. Grupo das piroxenas
Ortóclase, Ortoclase, Ortose	Or	$KAlSi_3O_8$	Grupo dos feldspatos
Paragonite	Pg	$Na_2Al_6Si_6O_{20}(OH)_4$	Mica dioctaédrica
Plagióclase, Plagioclase	Pl	$(Ca,Na)Al_{2-1}Si_{2-3}O_8$	Solução sólida entre albite (plagióclase sódica) e anortite (plagióclase cálcica)
Pirofilite	Prl	$Al_4Si_8O_{20}(OH)_4$	
Piropo	Prp	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	Grupo da granada
Prehnite	Prh	$Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$	

Nome	Abrev.	Fórmula	Observações
Pumpellyite	Pmp	$Ca_4(Mg,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})_5Si_6O_{23}(OH)_3\,2H_2O$	
Quartzo	Qz	SiO_2	
Rútilo	Rt	TiO_2	Acessório comum em rochas de alta P
Serpentina	Srp	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Ver antigorite e crisótilo
Sillimanite	Sil	Al_2SiO_5	
Talco	Tlc	$Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$	
Tremolite	Tr	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	Grupo das anfíbolas
Turmalina	Tur	$Na(Fe^{2+},Mg)_3Al_6B_3Si_6O_{27}(OH,F)_4$	Acessório comum em rochas pelíticas e quartzo-feldspáticas
Vesuvianite	Ves	$Ca_{10}(Mg,Fe)_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4$	
Wollastonite	Wo	$CaSiO_3$	
Zeolites (grupo)			Grupo das zeolites. Ver laumontite e analcite
Zoisite	Zo	$CaAl_3Si_3O_{12}(OH)$	

Agradecimentos

A D. Maria Manuela Tavares demonstrou, como sempre, a sua tradicional eficácia na preparação do manuscrito final e na organização da bibliografia, pelo que aqui se registam os devidos agradecimentos.

A formatação foi realizada com o patrocínio da Fundação Fernando Pessoa e, eficaz e competentemente, levada a cabo pela Doutora Ana Gabriela Custódio Frazão Nogueira a quem, igualmente, se agradece.

A presente edição foi financiada pelas seguintes entidades, a quem, também, se agradece: Fundação Fernando Pessoa/Universidade Fernando Pessoa e FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, neste caso através do Fundo de Apoio à Comunidade Científica.

Referências

Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. & Díaz García, F., 2004. Zona de Galicia-Trás-os-Montes. In: J.A. Vera, Ed., Geología de España, p. 133-165. SGE-IGME, Madrid.

Árkai, P., Sassi, F. & Desmons, J., 2007. Very low to low-grade metamorphic rocks. In: D. Fettes & J. Desmons, Eds., Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, p.36-42. Cambridge University Press.

Barrow, G., 1893. On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the SE Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. Quart. J. Geol. Soc. London, 49: 350-358.

Barrow, G., 1912. On the geology of the lower Deeside and the southern highland border. Proc. Geologist's Assoc., 23: 268–284.

Best, M.G., 2003. Igneous and Metamorphic Petrology, 729 pp. Blackwell.

Bohlen, S.R. & Lindsley, D.H., 1987. Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 15: 397-420.

Borradaile, G.J., Bayly, M.B. & Powell, C.M., 1982. Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics, 551 pp. Springer-Verlag,

Bowen, N.L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. J. Geol., 48: 225-274.

Brodie, K., Fettes, D., Harte, B. & Schmid, R., 2007. Structural terms including fault rock terms. In: D. Fettes & J. Desmons, Eds., Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, p.24-31. Cambridge University Press.

Brown, M., 2001. From microscope to mountain belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens. J. Geodynam., 32: 115-164.

Brown, M., 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. Geoscience Frontiers, 5: 553–569.

Bucher, K. & Grapes, R., 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks. 8th Ed., 428 pp Springer.

Castro Dorado, A. 1989. Petrografía Básica, 144 pp. Ed. Paraninfo, Madrid.

Castro Dorado, A., 2015. Petrografía de rocas ígneas y metamórficas, 280 pp. Ed. Paraninfo, Madrid.

Connolly, J.A.D. & Trommsdorff, V., 1991. Petrogenetic grids for metacarbonate rocks: P-T phase diagram projection for mixed-volatile systems. Contr.Miner.Petrol., 108: 93-105.

Ehlers, E.G. & Blatt, H., 1982. Petrology – Igneous, Sedimentary and Metamorphic, 732 pp. Freeman.

England, P.C. & Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. J. Geol. Soc. London, 134: 201-213.

England, P.C. & Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J. Petrol., 25: 894-928.

Escuder Viruete, J., Arenas, R. & Martínez Catalán, J.R., 1994. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). Tectonophysics, 238: 117-138.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. & Dunning, G., 1998. Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). Tectonophysics, 290: 87-109.

Eskola, P., 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. Comm. geol. Finlande Bull., 44: 109-145.

Eskola, P., 1920. The mineral facies of rocks. Norsk Geol. Tidsskrift, 6: 143-194.

Essene, E.J., 1982. Geologic thermometry and barometry. In: Ferry J.M., Ed., Characterization of Metamorphism Through Mineral Equilibria, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 10: 153-205.

Evans, B.W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. Lithos, 25: 3-23.

Ferreira, M.R.P.V., 1972. Rochas Metamórficas, 203 pp. Coimbra.

Fettes, D. & Desmons, J., 2007. Metamorphic rocks – A Classification and Glossary of Terms; Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, 244 pp. Cambridge University Press.

Frey, M., 1987. Low Temperature Metamorphism, 351pp..Backie & Son Ltd.

Frey, M., de Capitani, C. & Liou, J.G., 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. J. Metamorph. Geol., 9: 497-509.

Goldschmidt, V.M., 1911. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Videnskabelig Skrifter I. Mathematisk Naturv. Klasse, n.° 11.

Grubenmann, U., 1904. Die kristallinen Schiefer, 105 pp. Gebrueder Borntraeger, Berlin.

Hensen, B.J., 1971. Theoretical phase relationships involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2. Contr.Miner.Petrol., 33: 191–214.

Higgins, M.W., 1971. Cataclastic Rocks. US Geol. Surv. Profess. Paper 6.

Kornprobst, J., 2003. Metamorphic Rocks and Their Geodynamics Significance. A Petrological Handbook, 208 pp. Kluwer Academic Publishers.

Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals. Amer. Mineralog., 68: 277-279.

Lemos de Sousa, M.J., Rodrigues, C.F. & Dinis, M.A.P., 2015. II. Petrologia e Geoquímica Orgânicas. In: M.J. Lemos de Sousa, M. Telles Antunes & A. Salgado, Eds, Thesaurus de Ciências da Terra, p.23-91. Academia das Ciências de Lisboa, Lisboa..

Lyell, C., 1833. Principles of Geology. John Murray, London.

Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. & Bea, F., 2004. Zona Centroibérica. In: J.A.Vera, Ed., Geología de España, p. 68-133. SGE-IGME, Madrid.

Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., 2: 277-311.

Miyashiro, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts, 492 pp. Allen & Unwin.

Miyashiro, A., 1994. Metamorphic Petrology, 404pp. UCL Press, London.

Miyashiro, A., Shido, F. & Ewing, M., 1971. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. Philos. Trans. Royal Soc. London, A268: 589-603.

Oxburgh, E.R. & Turcotte, D.L., 1974. Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. Schweiz.Miner. Petrogr. Mitt., 54: 641-662.

Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics, 289 pp. Springer.

Powell, C.M., 1979. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics, 58: 21-34.

Powell, R. & Holland, T.J.B., 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O). Amer. Mineralog., 75: 367-380.

Powell, R. & Holland, T.J.B., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. Amer. Mineralog., 79: 120-133.

Powell, R. & Holland, T.J.B., 2008. On thermobarometry. J. Metamorph. Geol., 26: 155-179.

Proyer, A., 2003. Metamorphism of pelites in NKFMASH – a new petrogenetic grid with implications for the preservation of high-pressure mineral assemblages during exhumation. J. Metamorph. Geol., 21: 493–509.

Roquette, F.F., 1887. Estudo sobre o metamorphismo das rochas. Rev.Obras publ. Min., Lisboa, 18, 205/206: 17-65; 18, 207/208: 69-106.

Sawyer, E.W., 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist Special Publication 9, 371 pp. NRC Research Press, Ottawa, Ontario.

Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E. & Desmons, J., 2007. How to name a metamorphic rock. In: D. Fettes & J. Desmons, Eds, Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, p. 3-15. Cambridge University Press.

Sederholm, J.J., 1907. Om granit och gneiss. Bull. Comm. Géol. Finlande, 4, 23.

Sharpe, D., 1847. On slatey cleavage. Quart. J. Geol. Soc. London, 3: 74-104.

Sharpe, D., 1849. On slatey cleavage., Quart. J. Geol. Soc. London, 5: 111-115.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. London, 133:191-213.

Smulikowski, W., Desmons, J., Harte, B., Sassi, F.P., & Schmid, R., 2007. Types, grade and facies. In: D. Fettes & J. Desmons, Eds, Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, p. 16-23. Cambridge University Press.

Sorby, H.C., 1853. On the origin of slatey cleavage. New Philosophy J., Edinburgh, 55: 137-148.

Sorby, H.C., 1856. On the theory of the origin of slatey cleavage. Philosophical Mag., 12: 127-129.

Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Mineralogical Society of American Monograph, 799 pp. Washington, DC.

Spear, F.S. & Cheney, J.T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O–H_2O. Contr.Miner.Petrol., 101: 149-164.

Spear, F.S., Kohn, M.J. & Cheney, J.T., 1999. P-T paths from anatectic pelites.. Contr.Miner.Petrol.,134: 17-32.

Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. & Hodges, K.V., 1984. P-T paths from garnet zoning – a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terrains. Geology, 12: 87-90.

Spry, A., 1969. Metamorphic Textures, 390 pp. Pergamon.

Thompson, A.B. & England P.C., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. J. Petrol., 25: 928-955.

Thompson, J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Amer. Mineralog., 42: 842-858.

Tilley, C.E., 1924a. A preliminary survey of metamorphic zones in the Southern Highlands of Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, 81: 100-112.

Tilley, C.E., 1924b. The facies classification of metamorphic rocks. Geol. Mag., 61: 167-171.

Tilley, C.E., 1925. Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, 81: 100-112.

Tomkeieff, S.I., 1983. Dictionary of Petrology, E.K.Walton, B.A.O.Randall, M.H.Battey & O.Tomkeieff, Eds, 680pp. John Wiley & Sons, Chichester, New York, N.Y., Brisbane, Toronto, Singapore.

Touret, J.L.R. & Nijland, T.J., 2002. The Earth Inside and Out: Some Major Contributions to Geology in the Twentieth Century. In: D.R. Oldroyd, Ed., Geological Society Special Publications, London, 192: 113-141.

Valle Aguado, B. & Azevedo, M.R., 2006. Trajetórias PTt na cintura metamórfica de Porto-Viseu: implicações no magmatismo granítico. In: VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz 2006, Livro de Resumos, Vol. III, p. 1215-1218.

Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R. & Nolan, J., 2005. U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. Lithos, 82: 169-184.

Vernon, R.H., 1976. Metamorphic Processes. Reactions and Microstructure Development, 274 pp Allen & Unwin.

Will, T.M., Powell, R., Holland, T.J.B. & Guiraud, M., 1990a. Calculated greenschist facies mineral equilibria in the system CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O. Contr.Miner.Petrol.,104: 353-368.

Will, T.M., Powell, R. & Holland, T.J.B., 1990b. A calculated petrogenetic grid for ultramafic rocks in the system CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O at low pressures. Contr. Miner. Petrol., 105: 347-358.

Wimmenauer, W. & Bryhni, I., 2007. Migmatites and related rocks. In: D. Fettes & J. Desmons, Eds, Metamorphic Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks, p.43-45. Cambridge University Press.

Winkler, H.G.F., 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4th Ed., 334 pp. Springer-Verlag.

Winter, J.D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, 697 pp. Prentice-Hall.

Wise, D.U., Dunn, D.E., Engelderg, J.T., Geiser, P.A., Hat, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L. & Schamel, S., 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. Geology, 12: 391–394.

Yardley, B.W.D., 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology, 248 pp Longman Earth Science Series.

Yardley, B.W.D., Mackenzie, W.S. & Guilford, C., 1990. Atlas of Metamorphic Rocks and Their Texture, 128 pp. Prentice Hall.

Yardley, B.W.D. & Schumacher, J.C., 1991. Geothermometry and geobarometry. Miner. Mag. (Special volume) 55, 378: 1-2.

Zwart, H.J., 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. Geol. Rundsch., 50: 203-218.

Zwart, H.J., 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (central Pyrenees). Geol. Rundsch., 52: 38-65.

Figuras e Quadros

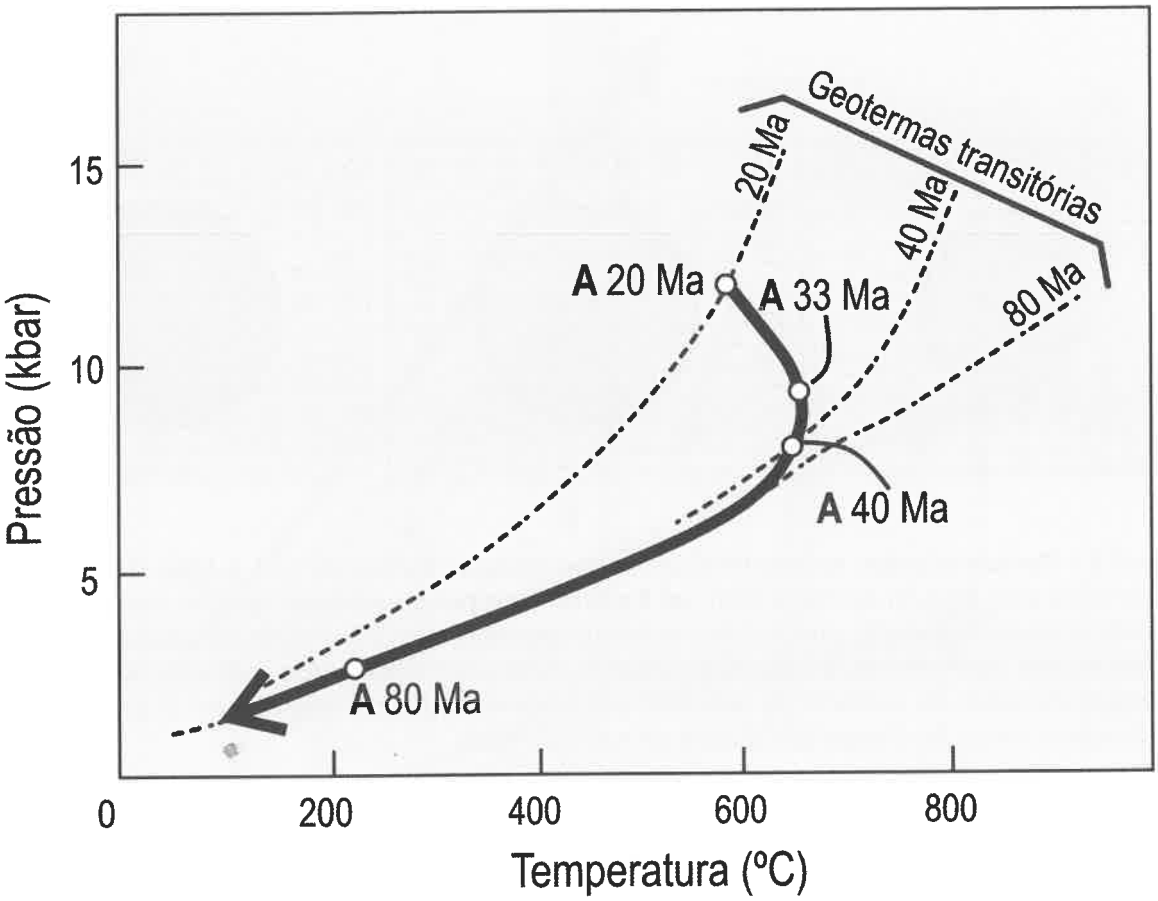


Figura 1 - **Gradientes geotérmicos na crusta continental** após 20, 40 e 80 milhões de anos (Ma) do espessamento da crusta. A linha curva mais grossa ilustra a mudança nas condições P-T experimentadas por uma rocha metamórfica (A) ao longo da sua evolução. Adaptado de England & Richardson (1977).

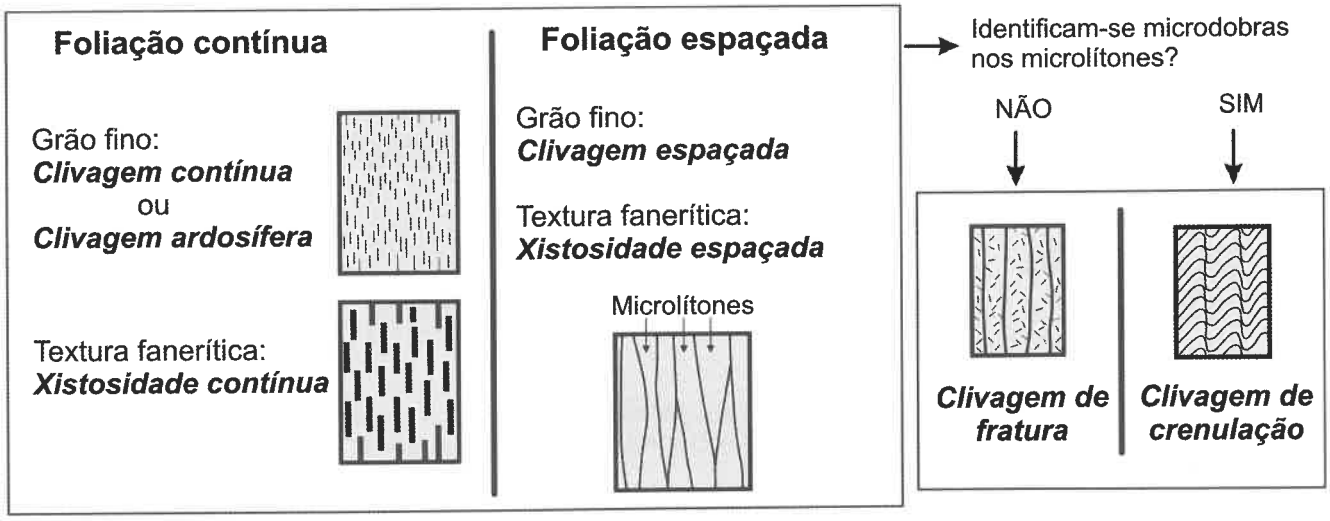


Figura 2 - **Tipos morfológicos da foliação à escala microscópica**. Modificado de Powell (1979), Borradaile et al. (1982) e Passchier & Trouw (1996).

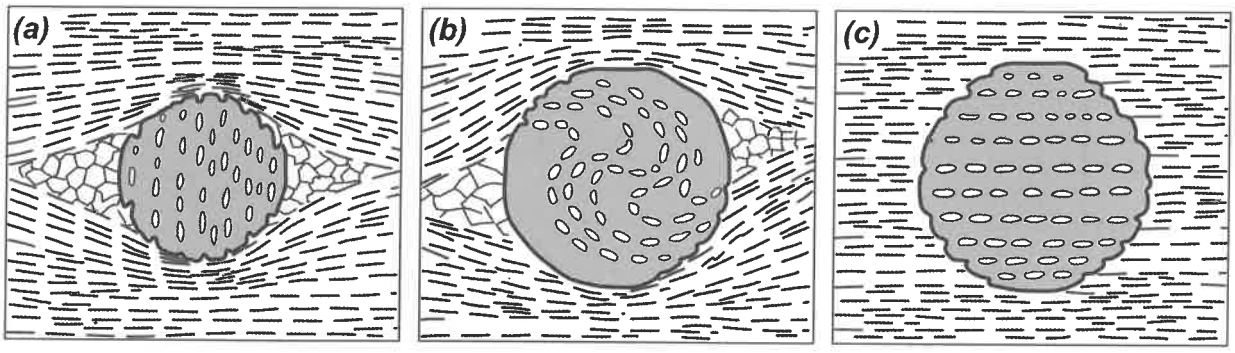


Figura 3 - **Poiquiloblastos** apresentando diferentes relações temporais com a fase de deformação responsável pela foliação da matriz (*Se*). **(a) Porfiroblasto pré-cinemático**: foliação interna (*Si*) recta e discordante com a foliação externa (*Se*). Notar o desenvolvimento de sombras de pressão adjacentes ao megacristal. **(b) Porfiroblasto sincinemático**: *Si* curva e em continuidade com a *Se*; notar, também, o desenvolvimento de sombras de pressão. **(c) Porfiroblasto pós-cinemático**: *Si* paralela e em continuidade com a *Se*. Desenhado a partir de Yardley (1989).

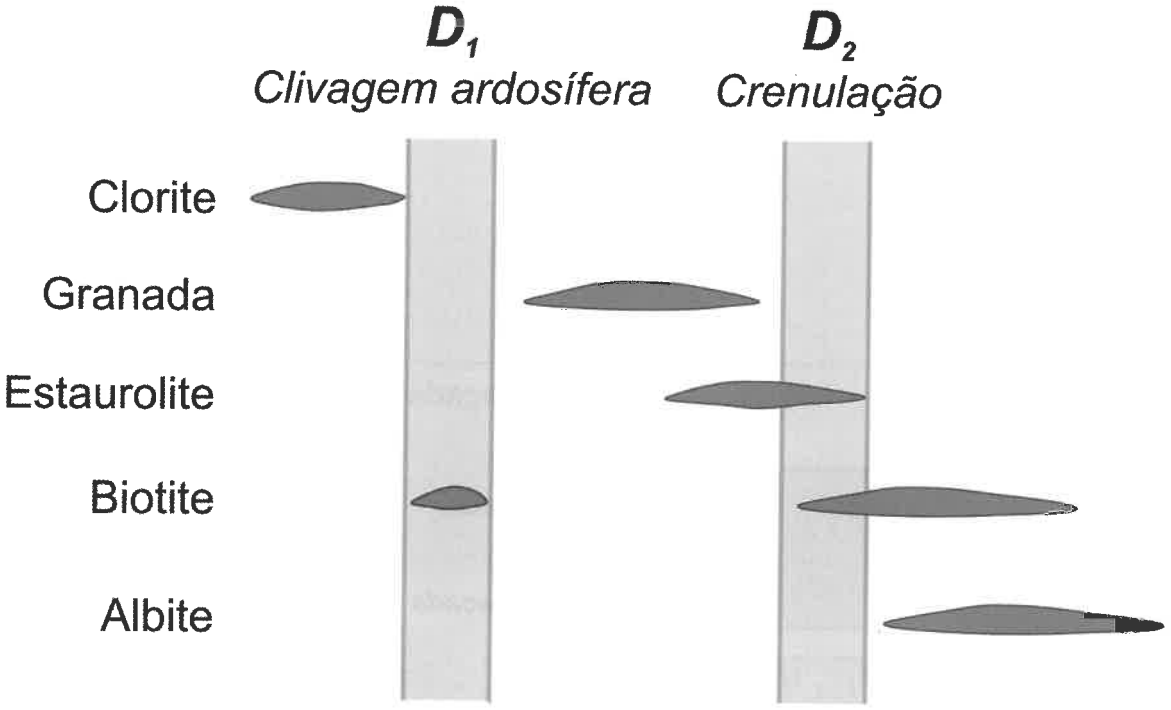


Figura 4 - Esquema das **relações temporais** entre a **blastese** dos minerais metamórficos de um metapelito e duas **fases de deformação** (D_1 e D_2). Adaptado de Passchier & Trouw (1996).

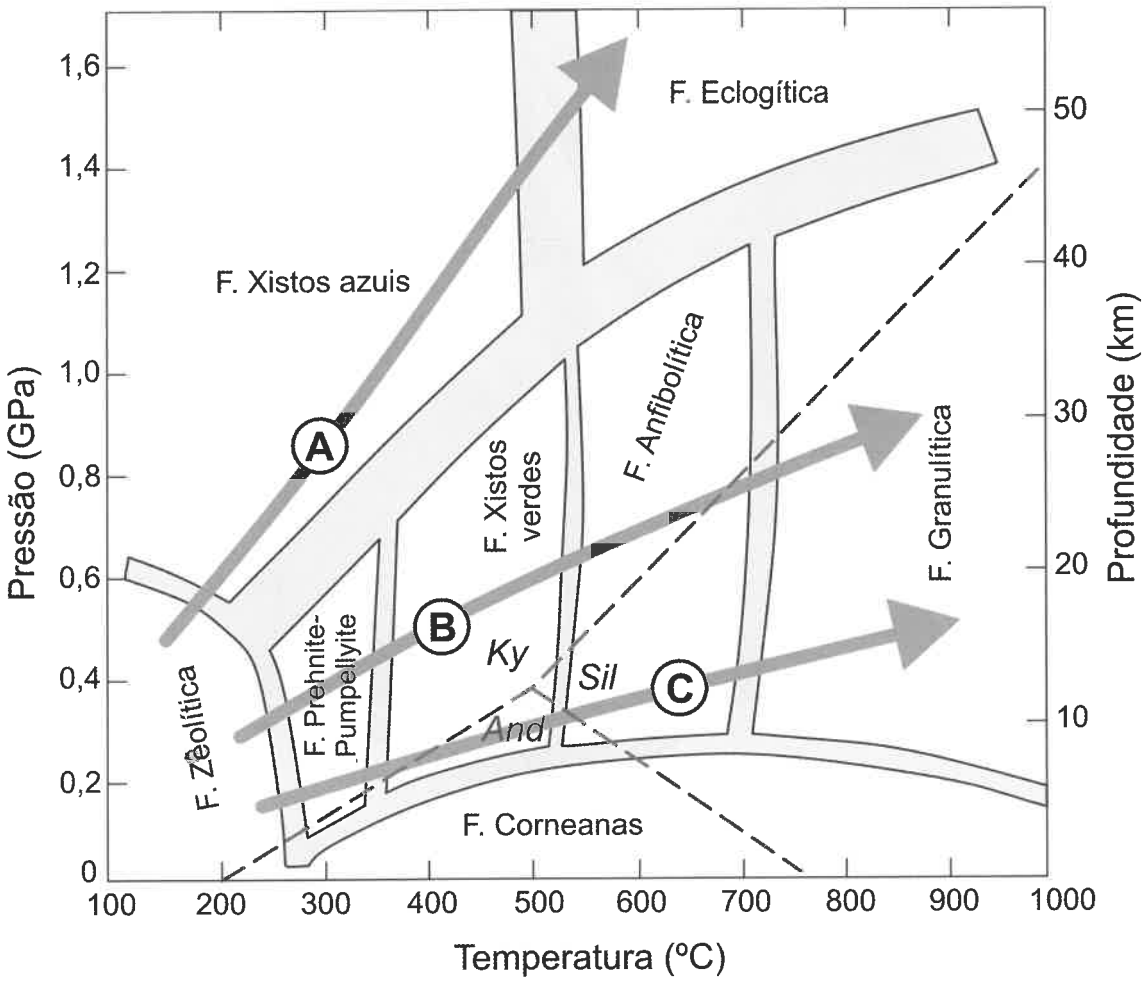


Figura 5 - **Diagrama pressão-temperatura** com os campos das diferentes fácies metamórficas. Adaptado de Winter (2001). No diagrama representam-se também os campos de estabilidade da andaluzite (And), sillimanite (Sil) e distena (Ky), polimorfos de Al_2SiO_5. As setas A, B e C ilustram, respectivamente, gradientes de alta, média e baixa pressão

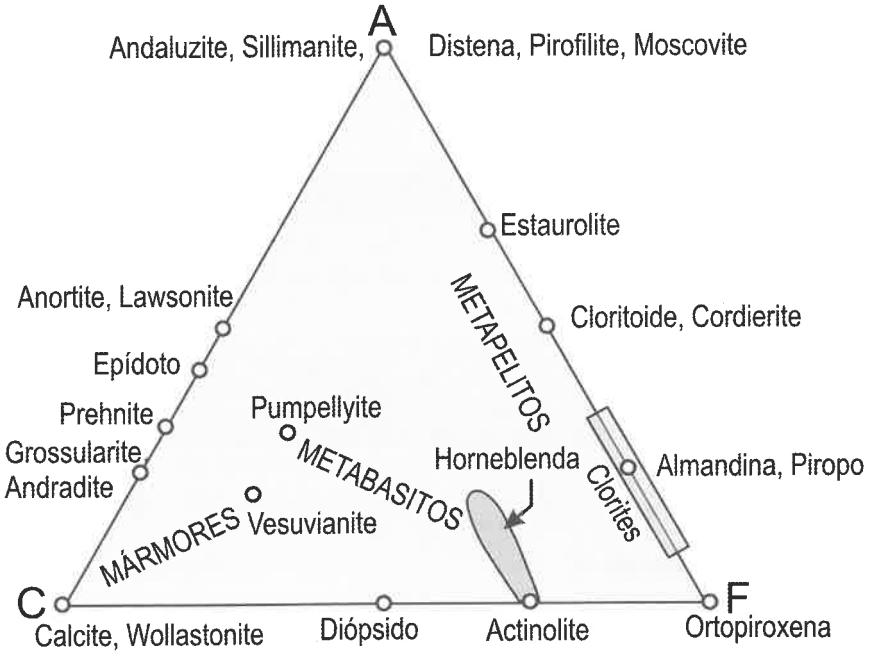


Figura 6 - Projeção de alguns minerais e rochas no **diagrama ACF**. Simplificado de Elhers & Blatt (1982) e Miyashiro (1994).

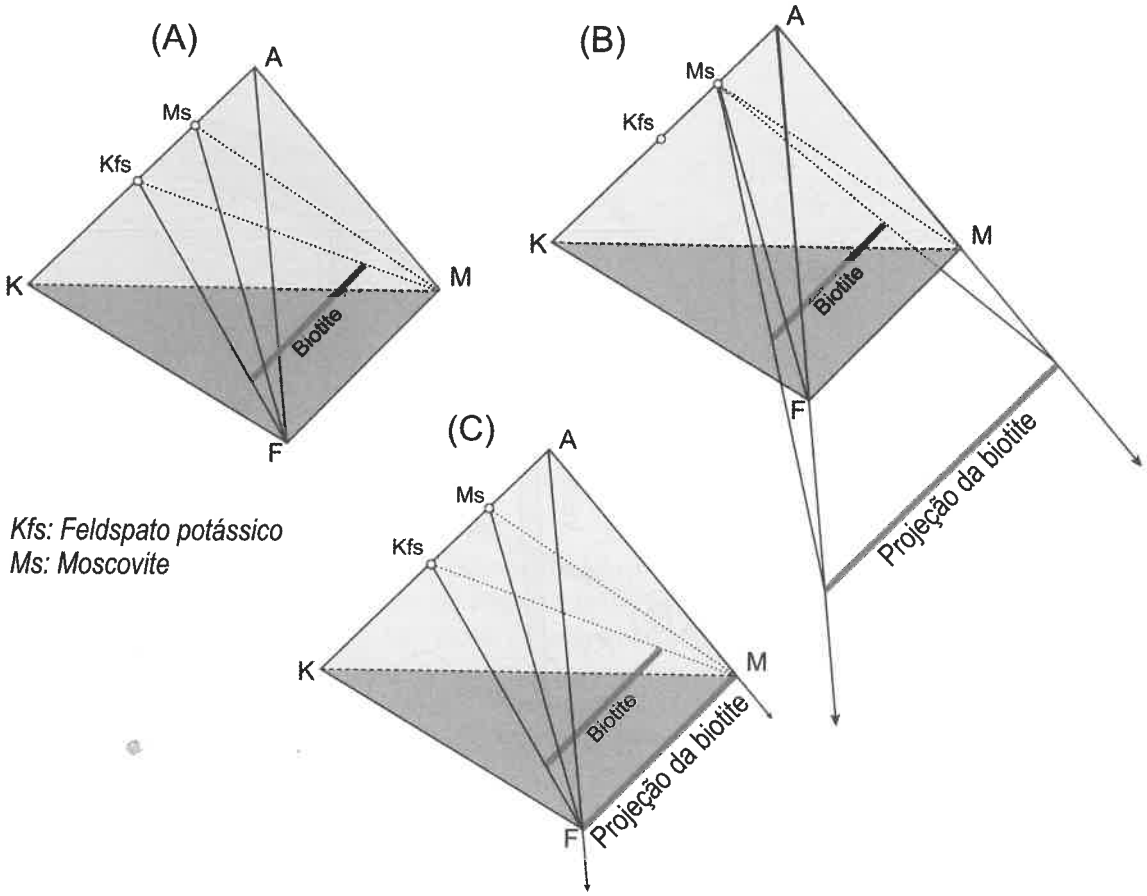


Figura 7 - **Tetraedro A(K)FM**: (A) Localização da moscovite, feldspato potássico e biotite. (B) Projeção da biotite a partir da moscovite. (C) Projeção da biotite a partir do feldspato potássico. Modificado de Winter (2001).

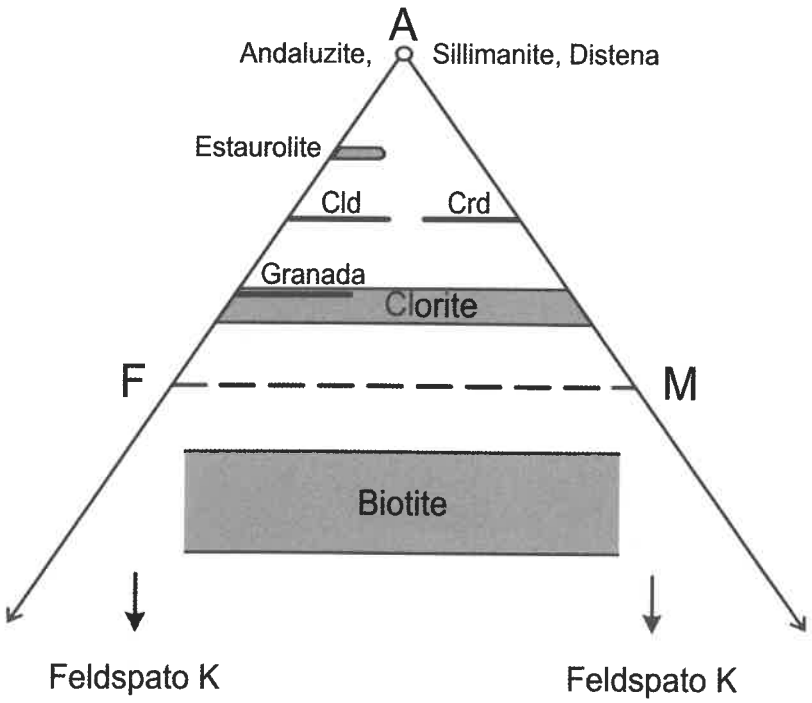


Figura 8 - Localização dos principais minerais das rochas pelíticas no **diagrama AFM** (projeção a partir da moscovite). Cld: cloritoide; Crd: cordierite.

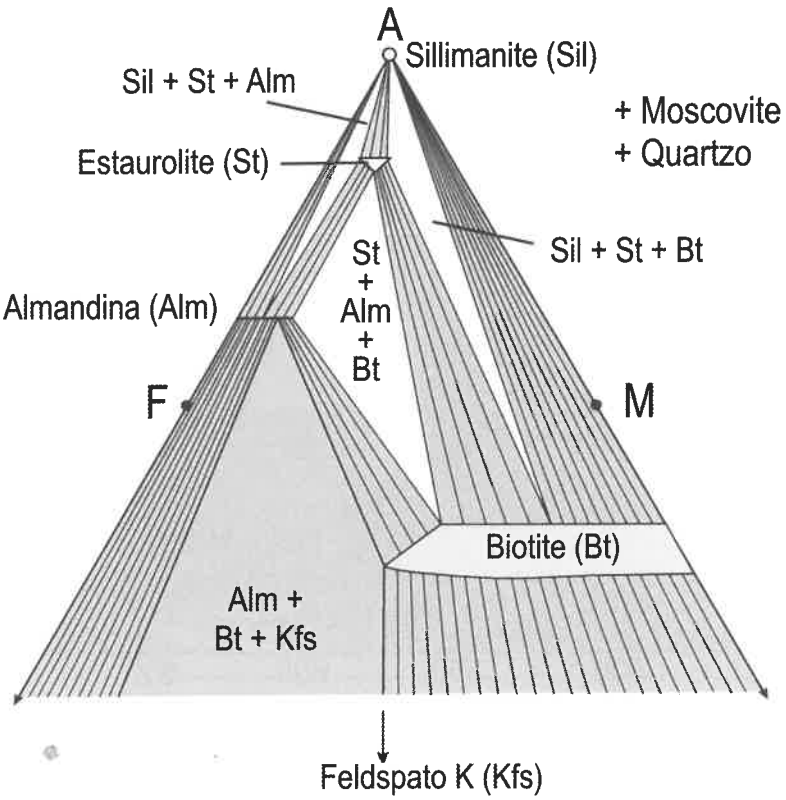


Figura 9 - **Projeção AFM**, a partir da moscovite, mostrando as associações minerais observadas em rochas metapelíticas da zona da sillimanite. Segundo Thompson (1957).

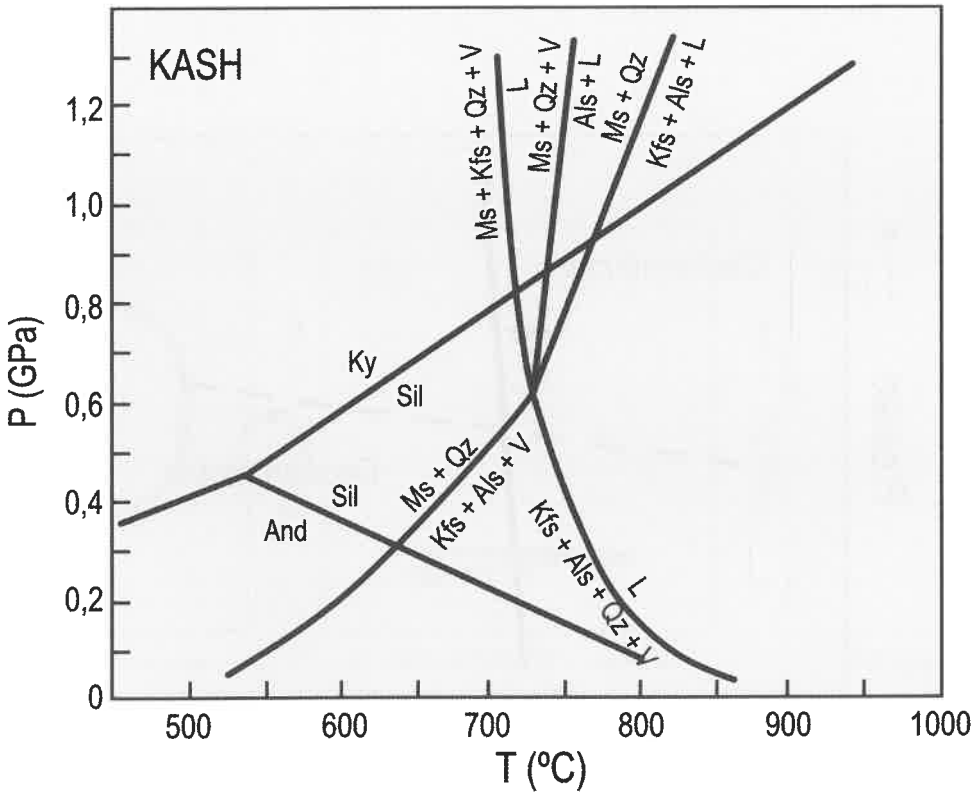


Figura 10 - **Grelha petrogenética** simplificada para o **sistema K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (KASH)** com algumas das reações metamórficas que ocorrem em rochas pelíticas. Desenhada a partir de Spear et al. (1999). Abreviaturas: Als – alumino-silicato (Al_2SiO_5), And – andaluzite, Kfs – feldspato potássico, Ky – distena, L – líquido, Ms – moscovite, Qz – quartzo, Sil – sillimanite, V – vapor.

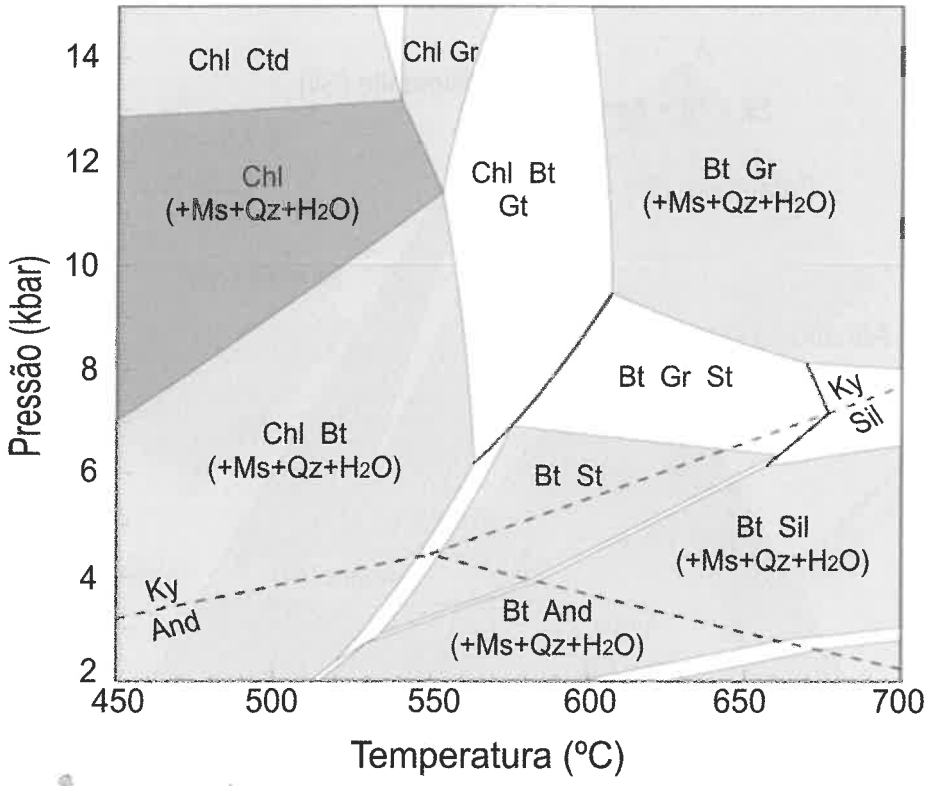


Figura 11 - Exemplo de **pseudosecção** envolvendo dez fases (sistema KFMASH). Abreviaturas: And – andaluzite, Bt – biotite, Chl – clorite, Ctd cloritoide, Gr – granada, Kfs – feldspato potássico, Ky – distena, L – líquido, Ms – moscovite, Qz – quartzo, Sil – sillimanite, St – estaurolite. Extraído de http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/pseudosections.html

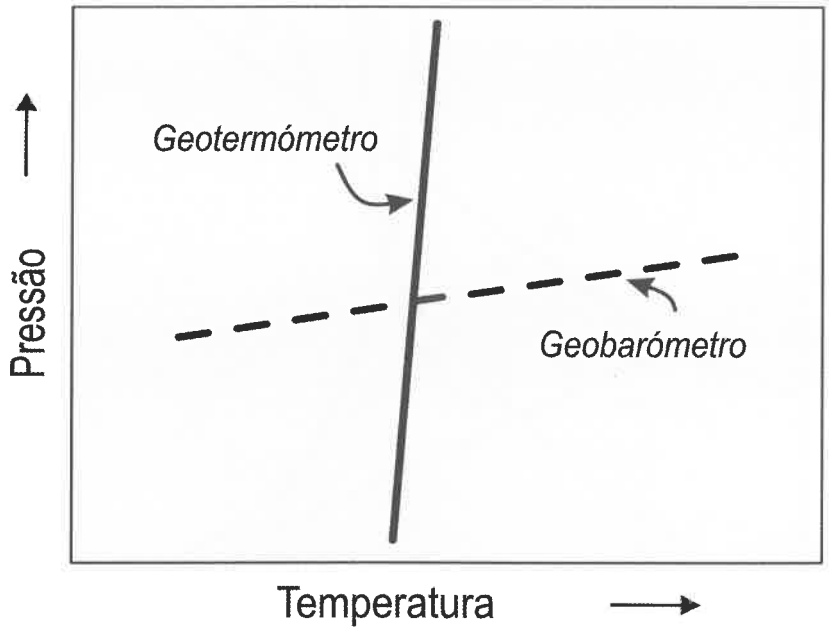


Figura 12 - Esquema com os **tipos de curvas de equilíbrio** úteis em **geotermobarometria**. A linha quase vertical no diagrama representa uma reação praticamente independente da pressão e constitui um **geotermómetro**. A outra linha é relativamente independente da temperatura, representando um bom **geobarómetro**.

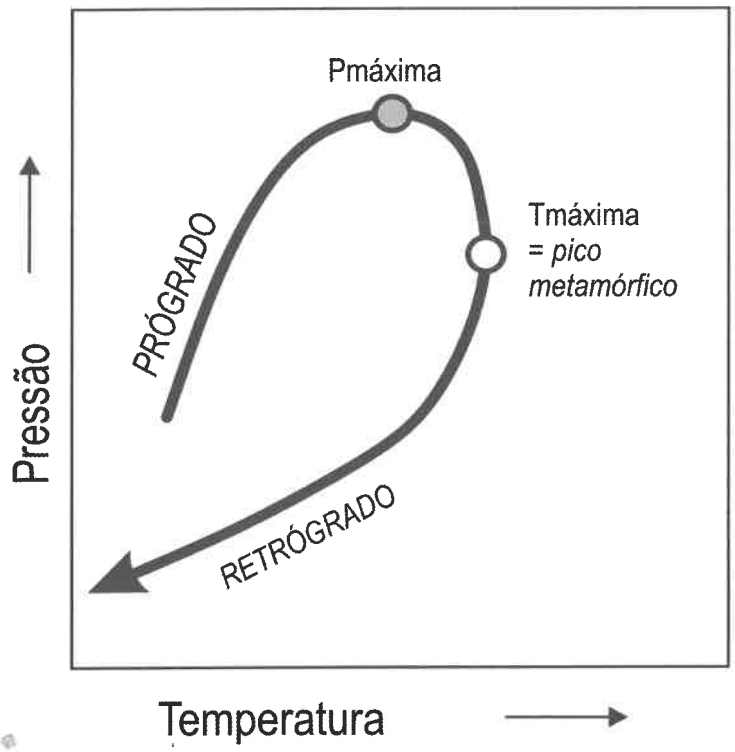


Figura 13 - Esquema de **trajetória pressão-temperatura-tempo (PTt)** típica do **metamorfismo regional orogénico**. A duração da trajetória desde o seu início (começo do metamorfismo) até ao fim (aparecimento da rocha na superfície) é variável, dependendo da história tectónica.

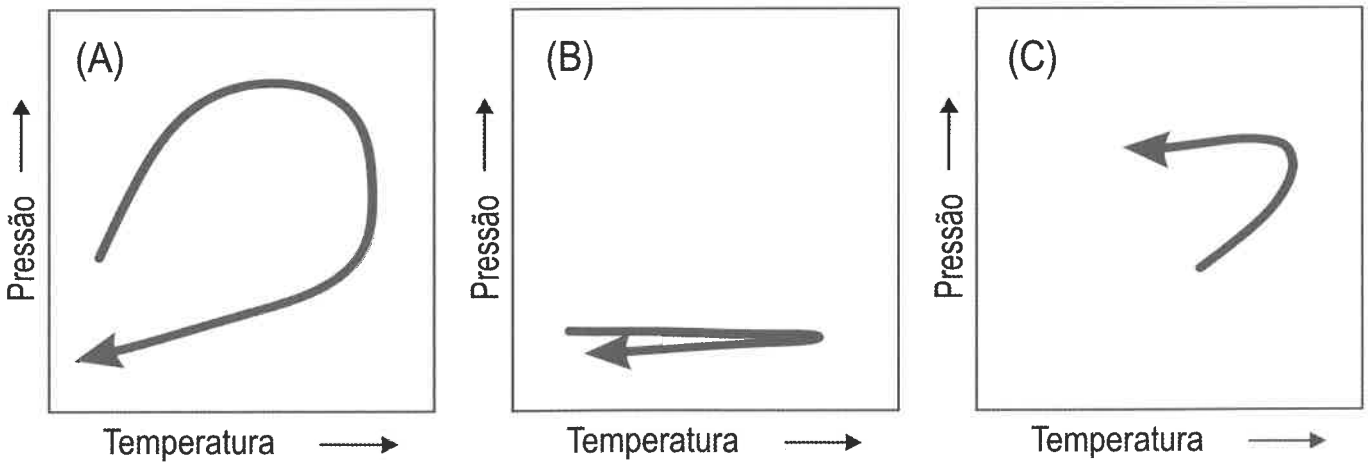


Figura 14 - Alguns tipos comuns de **trajetórias PTt**.

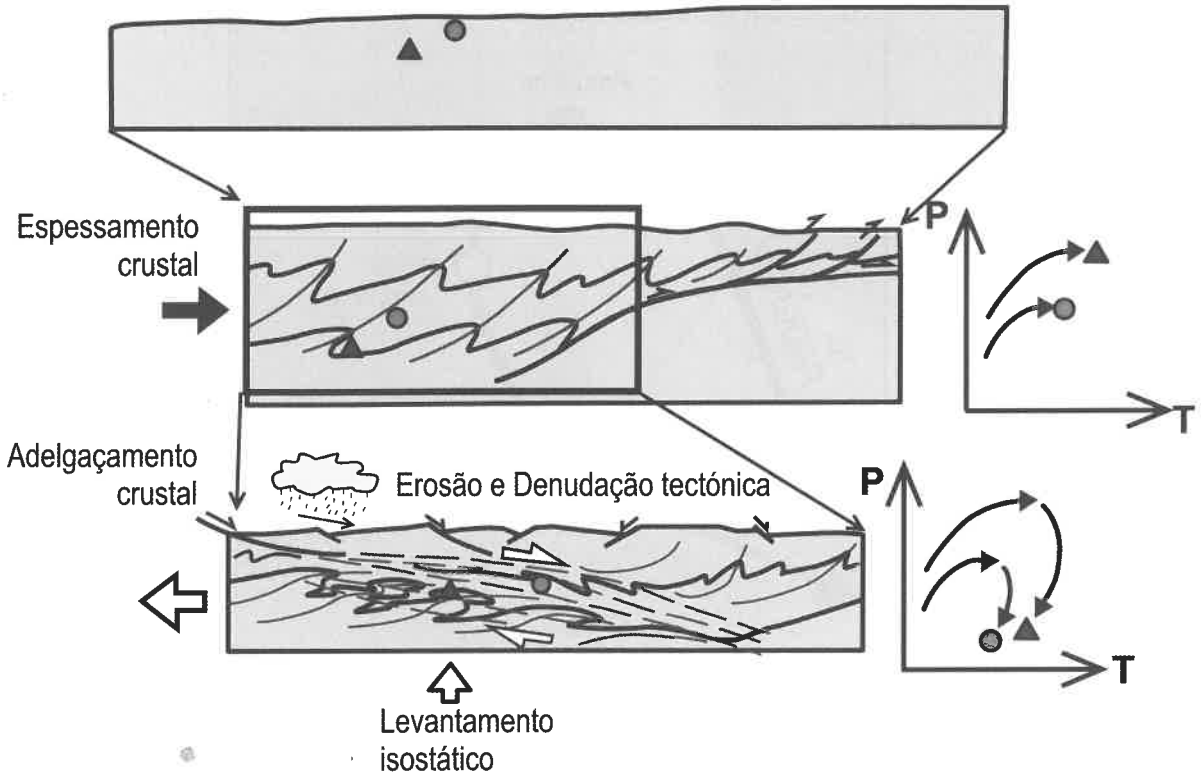


Figura 15 - Esquema mostrando as **trajetórias PTt** de duas rochas (representadas com um círculo e um triângulo) **durante o espessamento e a exumação de um orógeno**. Extraído de Valle Aguado & Azevedo (2006), inspirado em Escuder Viruete et al. (1998).

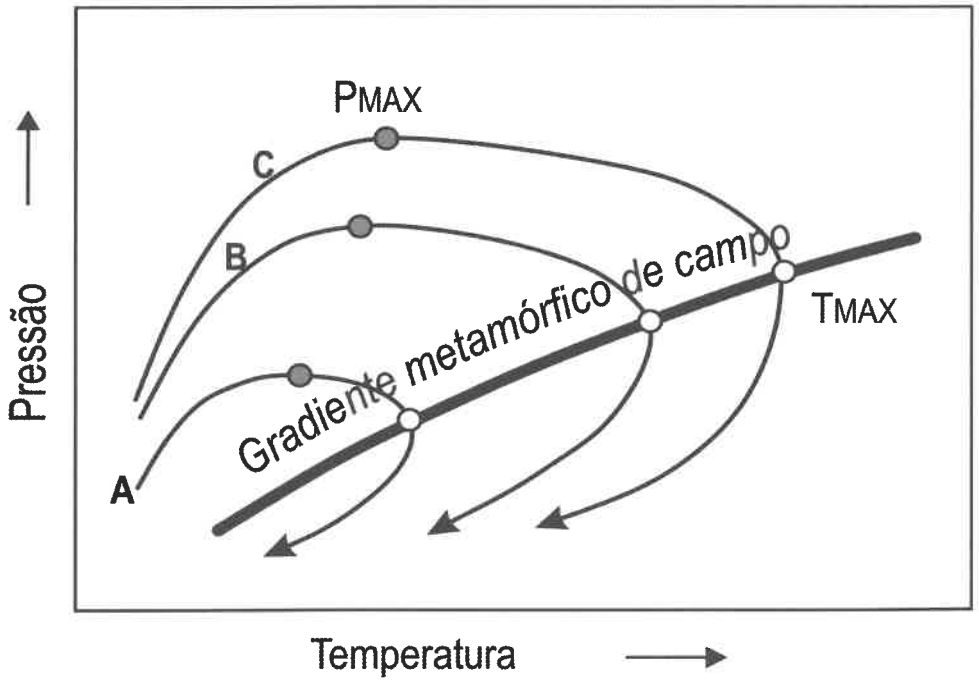


Figura 16 - **Trajetórias PTt** para **rochas com diferentes graus** expostas num **terreno metamórfico** (A refere-se à trajetória de menor grau e C à trajetória de maior grau). Modificado de Winter (2001).

QUADRO 1 - **Tipos de metamorfismo** (baseado em Winter 2001 e em Smulikowski et al. 2007).

Tipo de Metamorfismo		Características gerais
	METAMORFISMO DE CONTACTO	Causado pelo aumento de temperatura nas rochas próximas a uma intrusão ígnea. Os efeitos do metamorfismo restringem-se à zona envolvente à intrusão (auréola de contacto). As rochas geralmente apresentam textura não-foliada (corneanas).
METAMORFISMO REGIONAL	METAMORFISMO OROGÉNICO	Relacionado com a formação de cadeias montanhosas (orógenos), este tipo de metamorfismo está acompanhado por uma forte deformação dúctil. As rochas, tipicamente, possuem textura foliada.
	METAMORFISMO DE ENTERRAMENTO	Tipo de metamorfismo de baixo grau que afeta as rochas de espessas sequências sedimentares ou vulcano-sedimentares acumuladas em bacias subsidentes.
	METAMORFISMO DOS FUNDOS OCEÂNICOS	Ocorre na crusta oceânica nas proximidades das zonas de expansão (dorsais). As rochas afetadas evidenciam alteração metassomática. Pode também ser considerado como uma variante do metamorfismo hidrotermal.
	METAMORFISMO HIDROTERMAL	Produzido em consequência da circulação de fluidos quentes através de fraturas ou fissuras existentes nas rochas. O processo costuma estar associado à atividade ígnea e envolve mudanças na composição química da rocha original (metassomatismo).
	METAMORFISMO DE ZONAS DE CISALHAMENTO	Ocorre nas imediações das falhas ou nas zonas de cisalhamento dúctil. Formam-se rochas cataclasíticas (regime frágil) ou miloníticas (regime dúctil).
	METAMORFISMO DE IMPACTO	Resultado do impacto de um corpo planetário, dá lugar à formação de uma auréola de metamorfismo, onde se ocorrem pressões muitíssimo elevadas.

QUADRO 2 - Principais **grupos composicionais das rochas metamórficas** (baseado em Winter (2001) e em Bucher & Grapes (2011)).

Grupo composicional	Protólitos	Observações
ROCHAS PELÍTICAS (metapelitos)	Rochas sedimentares de natureza argilosa e/ou siltosa	Elevados teores em Al, K e Si.
ROCHAS CARBONATADAS (mármores e rochas calcossilicatadas)	Calcários, dolomias e calcários impuros (margas)	Ricas em Ca, Mg e CO_2. A importância de outros elementos (ex., Al, K e Si) aumenta à medida que a componente pelítica é maior.
ROCHAS QUARTZO--FELDSPÁTICAS	Rochas sedimentares quartzo-feldspáticas (arcoses, grauvaques) ou rochas ígneas félsicas (granitoides e equivalentes vulcânicos)	Elevados conteúdos em Si, K e Al.
ROCHAS MÁFICAS (metabasitos)	A maior parte deriva de rochas ígneas máficas (basaltos, gabros)	Altos conteúdos em Fe, Mg e Ca.
ROCHAS ULTRAMÁFICAS	Rochas de proveniência mantélica	Composição química caracterizada pelos teores elevados de Mg, Fe, Ni e Cr.

QUADRO 3 - **Classificação** simplificada das **rochas metamórficas**, tendo em conta a textura e a rocha original, antes do metamorfismo (protólito).

Nome das rochas			Textura	Protólitos
Metapelitos	**Ardósia**	*Aumento do grau metamórfico*	Foliada	Rochas sedimentares pelíticas (siltitos e argilitos)
	Filito			
	Micaxisto			
	Gnaisse (paragnaisse)			
Metabasitos	**Xisto verde**	*Aumento do grau metamórfico*	Foliada ou não-foliada	Basaltos ou gabros
	Anfibolito		Não-foliada	
Quartzito			Não-foliada ou foliada	Quartzo-arenitos
Mármore			Não-foliada	Calcários

QUADRO 4 - Alguns **termos frequentes** na **caracterização textural** das **rochas metamórficas**. (baseado em Passchier & Trouw (1996)).

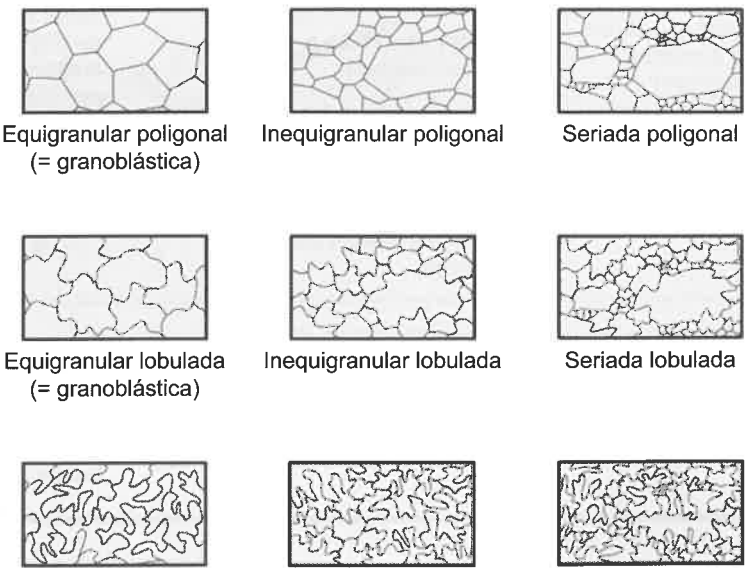
Formas dos grãos isolados

Euédrica (= idiomórfica = idioblástica)	Subeuédrica (= hipidiomórfica = hipidioblástica)	Anédrica (= alotriomórfica = xenomórfica = xenoblástica)	Acicular

Agregados de grãos

Distribuição dos tamanhos dos grãos

Forma dos contactos entre grãos	Equigranular	Inequigranular	Seriada
Poligonal	Equigranular poligonal (= granoblástica)	Inequigranular poligonal	Seriada poligonal
Lobulada	Equigranular lobulada (= granoblástica)	Inequigranular lobulada	Seriada lobulada
Ameboide	Equigranular ameboide	Inequigranular ameboide	Seriada ameboide



QUADRO 5 - **Classificação das rochas de falha** (segundo Higgins 1971).

% de matriz	Rochas sem coesão	Rochas com coesão			
		Sem foliação	Com foliação		Matriz vítrea
50 %	Brecha de falha	Microbrecha	Protomilonito	Blastomilonito (se existe recristalização significativa)	Pseudotaquilito
70 %			Milonito		
90 %	Farinha de falha	Cataclasito	Ultramilonito		

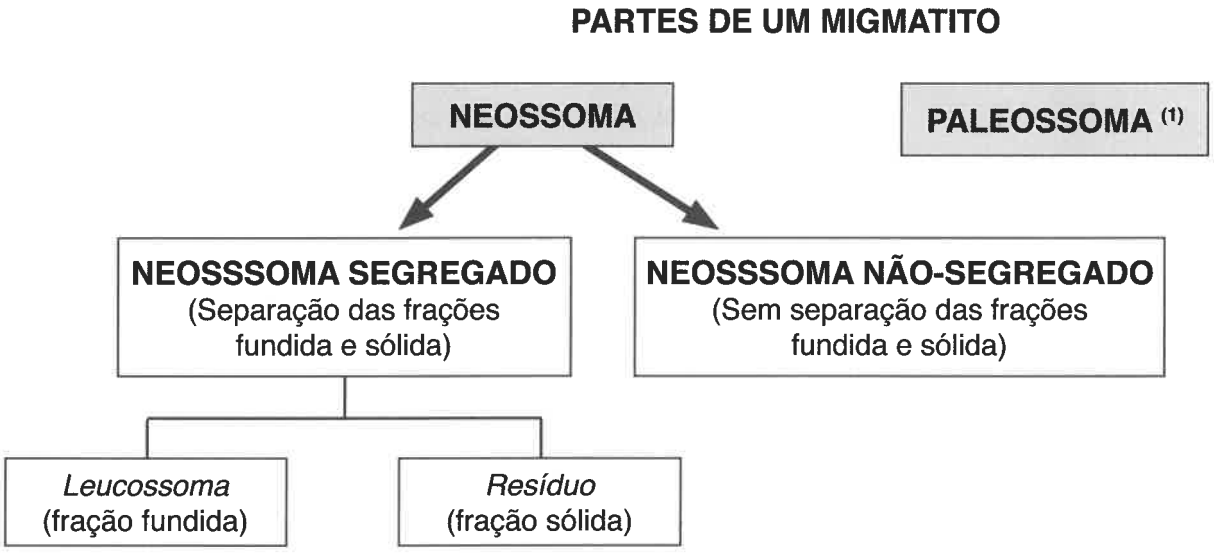
QUADRO 6 - **Associações mineralógicas** características das diferentes **fácies** em **rochas máficas** (Spear 1993) e em **rochas pelíticas** (Yardley 1989).

Fácies	Metabasitos	Metapelitos
Zeolítica	Zeólitos (especialmente laumontite, analcite)	
Prehnite-pumpellyite	Prehnite + pumpellyite (+ clorite + albite)	Illite / moscovite + clorite + albite + quartzo
Xistos verdes	Clorite + albite +epídoto + quartzo ± actinolite	Clorite + moscovite + albite Clorite + moscovite + biotite + albite Granada + clorite + moscovite + biotite + albite Cloritoide + moscovite + albite
Anfibolítica	Horneblenda + plagióclase (oligóclase-andesina) ± granada	Estaurolite, distena ou sillimanite + moscovite Sillimanite + feldspato potássico ± moscovite + cordierite ou granada
Granulítica	Ortopiroxena + clinopiroxena + plagióclase ± granada ± horneblenda	Cordierite + granada + feldspato potássico + sillimanite Distena + feldspato potássico
Xistos azuis	Glaucofana + lawsonite ou epídoto	Fengite + clorite ou talco + granada, sem biotite
Eclogítica	Clinopiroxena (jadeíte) + granada (piropo)	Talco + distena ± granada ± moscovite (fengítica)

QUADRO 7 - **Associações mineralógicas** (rochas pelíticas) nas **zonas do metamorfismo do tipo barroviano** (baseado em Yardley 1989).

	Zona metamórfica (rochas)	**Associação mineralógica em metapelitos**
Aumento do grau metamórfico ↓	**Clorite** (ardósia, filito)	Clorite + moscovite fengítica + quartzo + albite
	Biotite (filito, micaxisto)	Biotite + clorite + moscovite fengítica + albite + quartzo
	Granada (filito, micaxisto)	Granada + biotite + clorite + moscovite + quartzo + albite + epídoto
	Estaurolite (micaxisto)	Estaurolite + granada + biotite + moscovite + quartzo + oligóclase
	Distena (micaxisto)	Distena ± estaurolite + granada + biotite + moscovite + quartzo + oligóclase
	Sillimanite (micaxisto, gnaisse)	Sillimanite ± estaurolite + granada + biotite + moscovite + quartzo + oligóclase

QUADRO 8 - **Nomenclatura** das partes de um **migmatito** (baseado em Sawyer 2008).



(1) A *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* da *International Union of Geological Sciences* (SCMR-IUGS) atribui ao paleossoma um significado diferente do de Sawyer, reservando este termo para a parte do migmatito que representa o protólito.

QUADRO 9 - **Classificação dos migmatitos** (Sawyer 2008).

MIGMATITOS	METATEXITOS	Tipo *patch*	Migmatitos em que estão preservadas estruturas prévias
		Tipo *dilation-structured*	
		Tipo *net-structured*	
		Tipo estromático	
	DIATEXITOS	Tipo nebulítico	Migmatitos em que as estruturas prévias foram obliteradas
		Tipo *schollen*	
		Tipo *schlieren*	
		Diatexitos (s.s.)	

Quadro 10 - Seleção de algumas **grelhas petrogenéticas** publicadas.
As abreviaturas para os componentes dos sistemas são:
K- K_2O, C- CaO, N- Na_2O, F- FeO, M- MgO, A- Al_2O_3, S- SiO_2, c- CO_2, H- H_2O, O- Fe_2O_3

Sistema	Rochas	Referências
KFMASH	Metapelito	Spear & Cheney (1989) Powell & Holland (1990)
NKFMASH	Metapelito	Spear et al. (1999) Proyer (2003)
NCMASH	Metabasito	Evans (1990) Frey et al. (1991) Winter (2001)
CFMAScH	Metabasito / calcossilicatada	Will et al. (1990a)
CMSH	Ultramáfica	Spear (1993)
CFMAScH	Ultramáfica	Will et al. (1990b)
CMScH	Calcossilicatada	Connolly & Trommsdorff (1991)

NOVA ET NOVE
UNIVERSIDADE FERNANDO PESSOA

FCT
Fundação para a Ciência e a Tecnologia
MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E ENSINO SUPERIOR

ISBN 978-972-623-356-5
9 789726 233565