

### III – Segregação, ascensão e instalação de rochas plutónicas

No presente capítulo salientar-se-ão aspectos relativos à segregação de granitos peraluminosos, mecanismos de ascensão e instalação de rochas plutónicas e respectivos quadros geodinâmicos. A abordagem efectuada aponta principalmente no sentido dos granitos peraluminosos, visto estes constituírem o núcleo do antiforma de Viana do Castelo – Caminha.

#### III.1. Segregação magmática

Os granitóides podem ter uma componente estritamente crustal ou estritamente mantélica, assim como podem resultar de combinações entre estas duas (figura III.1). Segundo Barbarin (1999), os granitóides podem ser classificados em seis tipos principais de acordo com as suas associações minerais (figura III.1) e, ainda, critérios de campo, petrográficos e químicos: dois tipos de granitóides peraluminosos de origem crustal pura ou dominante (MPG e CPG, respectivamente), dois tipos de granitóides calco-alcálicos de origem mista (KCG e ACG) e dois tipos de granitóides toleíticos ou alcalinos de origem mantélica pura ou dominante (ATG+RTG e PAG, respectivamente).

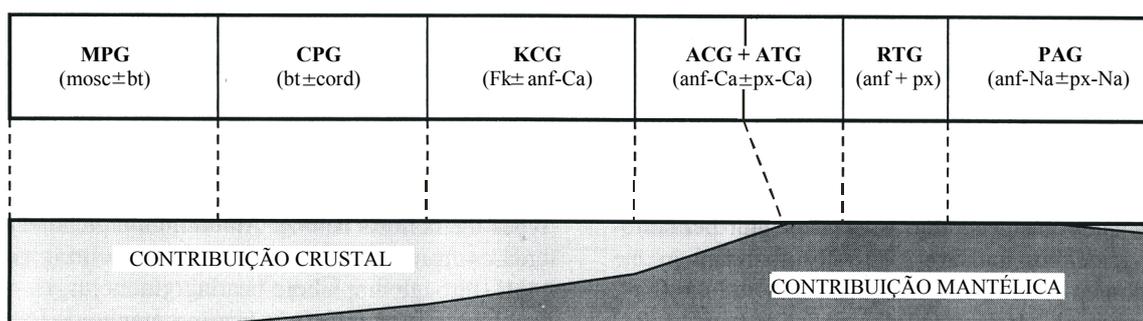


Figura.III.1 – Diagrama esquemático com os diferentes tipos de granitóides (MPG – *Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids*; CPG - *Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids*; KCG - *K-rich and K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoids*; ACG – *Amphibole-rich Calc-alkaline Granitoids*; ATG+RTG – *Arc “Tholeiitic” Granitoids + Ridge “Tholeiitic” Granitoids*; PAG – *Peralkaline and Alkaline Granitoids*), respectivas associações minerais AFM e proporções relativas de contribuição mantélica e crustal. mosc: moscovite; bt: biotite; cord: cordierite; Fk: feldspato potássico em megacrístais; anf: anfíbola; anf-Ca: anfíbola cálcica; anf-Na: anfíbola sódica; px: piroxena; px-Ca: piroxena cálcica; px-Na: piroxena sódica. Modificado de Barbarin (1999).

O início da fusão dos sedimentos pelíticos, que originam os granitos peraluminosos (MPG), dá-se a temperaturas e pressões que se ajustam, provavelmente, aos limites energéticos superiores do metamorfismo regional, mas torna-se claro que a temperatura necessita de aumentar assim que a maior parte da fusão ocorra. Este aumento de temperatura será ainda mais necessário aquando da fusão parcial de anfibólitos (Pitcher, 1995). A partir dos trabalhos de Vielzeuf e Holloway e de Le Breton e Thompson, Pitcher (1995) refere que a fusão de rochas pelíticas se dá em três níveis, um primeiro no qual se produz uma pequena percentagem de magma félsico por volta dos 610 °C e a 10 kbar em presença de vapor, seguido de dois níveis de produção de magma sem a presença de vapor, nos quais a moscovite é a primeira a reagir seguida da biotite. A maior quantidade de magma produz-se a cerca de 800 °C e a 10 kbar. Por seu lado, Vigneresse (1995c) salienta que, embora os resultados da petrologia experimental variem em função da quantidade e da composição da fase fluida, os granitos de duas micas são produzidos a 6 kbar e nunca a menos de 700 °C a partir de pelitos húmidos, enquanto que para material anfibolítico seco são requeridos 850 °C. Para a obtenção destas temperaturas o gradiente geotérmico terá que ser superior ao médio correntemente aceite, o que pressupõe um fornecimento de calor adicional a partir do manto, provavelmente em consequência de adelgaçamento crustal, deformação crustal e/ou de fenómenos térmicos locais (*e.g.*, células convectivas).

### ***III.2. Ascensão e instalação plutónica***

Se pretendêssemos tipificar sinteticamente o movimento dos magmas diríamos que este é controlado por três factores: (i) viscosidade do magma; (ii) viscosidade do encaixante; (iii) grau de deformação aplicado ao magma. Da conjugação destes factores resultaria o seguinte: se a viscosidade do magma fosse inferior à do encaixante, então, a ascensão e instalação através de fracturas seria mais do que previsível; se a viscosidade do magma fosse superior à do encaixante o seu deslocamento em fracturas dificilmente se processaria e, assim, a ascensão e instalação diapírica seria a mais provável, desde que as tensões tectónicas fossem suficientemente grandes (é de referir que, apesar de não dominante, a flutuabilidade do magma pode ser um factor a

tomar em atenção); se não (ou quase não) existir contraste de viscosidade entre o magma e o encaixante, a sua ascensão só terá lugar se se verificarem condições tectónicas favoráveis (falhas inversas/carreamentos).

Contanto que esta abordagem pareça resumir alguns dos factores importantes da movimentação magmática, outros factores são esquecidos (*e.g.*, a diferença da temperatura do *solidus* do magma e do *solidus* da rocha fonte), sendo ainda simplificada quanto aos modelos de ascensão e instalação de corpos magmáticos. Assim, e no sentido de evitar riscos de simplificação e, por isso, também de omissão, elegemos na elaboração deste capítulo como prioridade a descrição e a discussão mais ou menos pormenorizada de diferentes modelos de ascensão e instalação plutónica.

Existe na bibliografia alguma controvérsia no que respeita ao principal modelo de ascensão do magma: “diapirismo ou *dyking*?”. Contudo, têm surgido autores que tentam conciliar os diferentes mecanismos definindo quadros geológicos (incluindo uma variedade de parâmetros tais como a composição e viscosidade do magma, a pressão do magma, o ambiente tectónico e os gradientes de temperatura da crosta) mais ou menos favoráveis a um ou a outro modelo. Assim, (Jacques e Reavy, 1994) propõem que o modelo de ascensão associado a falhas e a zonas de cisalhamento seja o *dyking*, enquanto que o diapirismo ocorra preferencialmente em sectores da crosta mais homogéneos ou, mais provavelmente, em condutas geradas em pontos de intersecção de falhas importantes. Weinberg (1996) refere que diapiros com baixa viscosidade são facilmente drenados a partir de diques no seu topo, enquanto diapiros com viscosidade elevada são incapazes de ascender por *dyking* e, por seu turno, magmas com viscosidade intermédia numa fase inicial ascendem como diapiros, mas no decurso da ascensão serão drenados por *dyking*.

Embora, como se viu, o *dyking* seja apontado como um importante mecanismo de extracção e transporte de magmas a partir de uma fonte magmática até níveis crustais mais superficiais, algumas dificuldades, contudo, surgem quando aplicado a magmas félsicos (com elevada viscosidade): a baixa velocidade de deslocação deste tipo de magmas aproveitando a

porosidade das rochas, implica que a quantidade de magma drenado, e residente em corpos magmáticos irregulares ou em rede de diques, seja muito superior ao que foi previamente extraído do meio poroso (Weinberg, 1999). O mesmo autor refere que a observação de grandes volumes de magma flutuante normalmente presentes em zonas migmatíticas, sugere que o *dyking* é ineficiente sendo capaz, apenas, de extrair uma fracção de todo o magma existente. Acrescenta ainda que, em suporte destas observações, estudos efectuados em rochas crustais quentes exumadas revelaram um conjunto de mecanismos alternativos de migração magmática caracterizados pelo fluxo difuso (*pervasive*) de magma à mesoescala. Estes mecanismos estão restritos a zonas da crosta quentes, nas quais os magmas não estão expostos a arrefecimento rápido, por seu turno, a migração de magmas em encaixantes frios requer mecanismos mais focalizados, tais como o diapirismo e o *dyking* (Weinberg & Searle, 1998). No entanto, a elevação do gradiente geotérmico em zonas mais superficiais pode ser obtida pela advecção que acompanha a migração magmática e, assim, permitir fluxo difuso de magma. Weinberg (1999) refere que se o magma tiver a mesma temperatura *solidus* que a da rocha que o originou, o fluxo difuso de magma ficará praticamente restrito à zona de fusão, sendo o seu contributo para a alteração do gradiente geotérmico regional muito pequeno. Todavia, como o magma segregado possui na generalidade uma temperatura *solidus* abaixo, cerca de 100 °C, da que possui a rocha fonte, o magma deixará a fonte e intruirá difusamente, cerca de 3-5 Km, a zona superior até encontrar rochas com temperatura abaixo do seu *solidus*. Segundo o mesmo autor, a profundidade a que este controlo de temperatura se pode manifestar resulta da interacção entre a velocidade de produção de magma, da extracção e transporte do magma a uma dada profundidade, do *ratio* de advecção, do gradiente geotérmico regional, da diferença de temperatura entre o *solidus* do magma e o *solidus* da rocha fonte e, ainda, da curva *solidus* do magma (*solidus* do magma em função da pressão).

Quanto à morfologia dos plutões, esta é certamente controlada pelo campo de tensões regional e pelas diversas anisotropias estruturais. Contudo, também o controlo exercido pela profundidade (pressão) de cristalização terá de ser tomado em consideração. A maioria dos

grandes corpos magmáticos (especialmente os graníticos viscosos que se instalam a profundidades entre os 5 Km e os 20 Km) instalam-se a uma profundidade tal que permite que estes arrefeçam bastante lentamente. A dimensão e fluatibilidade destas massas magmáticas relativamente à do encaixante permite que ascendam com relativa rapidez até à superfície, a menos que a presença de água promova uma cristalização a maiores profundidades, visto que o *solidus* para magmas hidratados ocorre a pressões altas. Se a maioria do magma cristaliza por ter atingido o *solidus* a determinada profundidade, o restante ascende por todas as condutas estruturais existentes até atingir o nível crítico de cristalização (Hyndman, 1981).

### ***III.2.1. Mecanismos de ascensão e instalação plutónica***

A ascensão e instalação plutónica tem sido alvo da elaboração de vários mecanismos, entre estes destacaremos o diapirismo, o *ballooning*, a instalação associada a estruturas tectónicas, o *dyking*, a migração difusa, o *stopping* e o colapso gravítico. Contudo, a acção conjunta de alguns destes mecanismos ocorre frequentemente no decurso da instalação plutónica; a título exemplificativo nomeamos a associação de *diking* e *ballooning* referida por Petford *et al.* (1994), e a associação de diapirismo com colapso gravítico, relatada por Ramberg (1980), nas Caledónicas Escandinavas.

O **diapirismo** (Grout, 1945) é um processo físico no qual corpos fluidos de menor densidade ascendem, com morfologias subsféricas (em forma de gota invertida), no interior de corpos mais densos, obedecendo à lei de Stokes (Mahon *et al.*, 1988) segundo a equação:

$$V = \frac{2(\rho - \rho_r)gr^2}{9\eta_r}$$

sendo,

V - velocidade de ascensão;

$\rho - \rho_r$  - diferença de densidade entre o magma e a rocha encaixante;

g - aceleração da gravidade;

r - raio do corpo magmático (esfera ou subsfera) de menor densidade;

$\eta_r$  - viscosidade cinemática da rocha encaixante

Vários modelos numéricos provaram que as instabilidades de Rayleigh-Taylor se desenvolvem quando existem grandes contrastes de densidade e viscosidade, tendo como consequência a ascensão do material mais móvel (Ramberg, 1981). Se é aceite que a nível da crosta inferior a diferença de viscosidades entre o plutão e a rocha encaixante permite, facilmente, a ascensão do plutão, este fenómeno parece mais difícil de explicar a níveis de crosta mais elevados, pois para que a viscosidade da rocha encaixante se mantivesse seria necessário que esta extraísse calor do plutão, o que segundo o modelo *Hot Stokes* (Marsh, 1982) promoveria a cristalização deste e, em consequência, a paragem do seu movimento ascensional - quer pelo aumento de densidade do plutão resultante da cristalização por perda de calor, quer pelo aumento da viscosidade das rochas encaixantes (visto o calor suprido pelo plutão ir diminuindo com a ascensão)-, antes de atingir os níveis crustais mais elevados. De facto, Clemens and Mawer (1992) a partir de cálculos termodinâmicos verificaram que o transporte de diapiros a longa distância não é viável termicamente. Do exposto, parece que só o prévio e contínuo aquecimento dos canais magmáticos proporcionará a ascensão diapírica. Um possível mecanismo, pelo qual se manterá a viscosidade das rochas encaixantes baixa, é a ascensão sucessiva de diapiros através da mesma conduta magmática levando à criação de *nested diapirs* (e.g., Hanmer & Vigneresse, 1980; Paterson & Vernon, 1995). A possibilidade dos diapiros atingirem zonas elevadas da crosta também pode ocorrer se, segundo Weinberg e Podladchikov (1994), a crosta possuir uma reologia tal que a torne menos resistente, em virtude da imposição de tensões cisalhantes no decurso da ascensão diapírica.

Diversas experiências e modelos numéricos têm mostrado que no processo de ascensão de um plutão através das rochas encaixantes, estas ao fluir à sua volta provocam: achatamento na parte superior do plutão; cisalhamento simples com estiramento vertical nos flancos do plutão e constrição com estiramento vertical na parte terminal (“cauda”) do plutão. Em todos estes casos existe uma associação com foliações tectónicas que são concordantes com o contorno do plutão (Hutton, 1996). Os *fabrics* tectónicos internos do plutão podem desenvolver-

se durante a ascensão, quando este é cisalhado contra a rocha encaixante ou se ocorre convecção (Schmelling *et al.*, 1988). Contudo, a mistura que resulta da convecção é difícil de conciliar com o zonamento típico destes corpos (Hutton, 1996).

Hutton (1996) refere que de uma série de plutões examinados com algum pormenor, somente o plutão de Criffel (Courrioux, 1987), que possui um forte estiramento muito inclinado na “cauda”, e o de Arran (England, 1992), que a partir da observação da deflecção nas rochas encaixantes teria que se ter deslocado principalmente para cima, fornecem os melhores exemplos de diapirismo.

O *ballooning* (Cloos, 1925; Ramsay, 1989) consiste nos sucessivos enchimentos do núcleo de um corpo magmático, os quais provocam uma distensão incremental neste corpo e intensa deformação nas rochas encaixantes. Assumindo que estes corpos magmáticos são subsféricos e as suas foliações estão, também dispostas subsféricamente, o tipo de elipsóide de deformação (oblato) observado permite dizer que o corpo se expandiu de modo radial e uniforme (Hutton, 1996). A ubiquidade do achatamento uniaxial dentro dos plutões conjugada com o aperto das dobras preexistentes é um processo central nos estádios finais da instalação plutónica (Pitcher, 1995).

Existem casos de plutões que evidenciam instalação do tipo *ballooning* como, por exemplo, o de Flamanville (Brun, 1981). A aceitação do *ballooning* também se deve, em parte, ao facto de haver a necessidade, por parte de alguns autores (*e.g.*, Petford *et al.*, 1994), de explicar como é que a ascensão por fracturas origina corpos plutónicos elípticos de grande dimensão. De facto, uma expansão magmática radial *in situ* seria uma solução.

Rochas, a tecto de plutões, pouco deformadas podem ser consideradas como evidência de mecanismos de instalação não diapíricos (Paterson & Fowler, 1993). Embora possa parecer que este facto é abonatório do *ballooning*, Schwerdtner (1996) assim não o considera, visto a baixa deformação a tecto dos plutões ser incompatível com grandes valores de expansão

isotrópica. Estes argumentos, contudo, parecem-nos inválidos à partida, dado que apesar da deslocação dos diapiros se dar para cima e uma das componentes do *ballooning* também ocorrer no mesmo sentido, pareceria que deveria existir, sempre, um achatamento importante a tecto do plutão, fenómeno que nem sempre se verifica por três ordens de razão: (1) as rochas a tecto do plutão evidenciarem flexuras, aspecto que será contrabalançado por uma erosão sindiapírica que conduzirá a um *uplift* topográfico (Fletcher, 1972); (2) as rochas a tecto do plutão possuírem fracturação e, que ao serem impulsionadas pela ascensão deste, também se desloquem verticalmente servindo-se dos planos de falha; (3) muitos dos “balões magmáticos” não se expandem muito, devendo-se a criação do espaço para a sua instalação a um *stopping* (ver página 67) precoce, seguido por um *ballooning* limitado (Paterson & Fowler, 1993).

Segundo (Hutton, 1996), tem-se colocado um problema relacionado com o modo como um “balão magmático” pode expandir, empurrando a rocha encaixante, não estando totalmente cristalizado. Isto é, crê-se que um magma não cristalizado é incapaz de empurrar rochas sólidas (embora dúcteis) e, assim, todos estes plutões ascenderiam e instalar-se-iam no estado sólido. Na opinião do mesmo autor, há exemplos que contradizem a afirmação anterior, tais como o do plutão de Ardara, cuja foliação interna é predominantemente magmática (Vernon & Paterson, 1993) e o granito de Arran (England, 1992) que não contem qualquer tipo de *fabric* macroscópico visível.

A aplicação de modelos teóricos quantitativos na análise da expansão dos plutões, tem colocado aparentemente problemas espaciais a este modo de instalação. Todavia, a sua utilização não é desejável, pois não estima, de modo algum, todo o encurtamento sofrido pelas rochas encaixantes (Pitcher, 1995), quer pelas deformações mais elevadas se concentrarem em sectores estreitos coincidentes com os contactos, quer pela dissipação de tensões que ocorre no encaixante sob a forma de dobramento. Assim, a acomodação do magma na crosta terá que ser analisada num contexto regional e cinemático e não determinada de modo quantitativo (Pitcher,

1995). O *stopping* precoce seguido de *balloning* limitado poderá, nalguns casos, também resolver o problema de espaço.

A **instalação associada a estruturas tectónicas** observa-se quando a instalação de granitos está associada a importantes falhas, zonas de cisalhamento e dobramentos, visto que estas estruturas ao desenvolverem-se criam espaço que pode ser ocupado pelo magma. Deste modo, pode estabelecer-se uma conexão temporal entre a instalação granítica e a actividade tectónica das principais estruturas (Hutton, 1996), isto é, a instalação plutónica seria sintectónica. Quando se determina a associação entre plutões e estruturas tectónicas, é inevitável que aqueles possuam estruturas internas que sugiram que a instalação do magma e a estrutura tectónica estão geneticamente ligadas. Neste contexto, e para comprovar o sintectonismo, é necessário mostrar que a deformação no encaixante tem também manifestação a nível do plutão, que o plutonito possui *fabric* magmático, que as lineações e os sentidos de cisalhamento são iguais no encaixante e no plutonito e, ainda, que os minerais resultantes do plutonometamorfismo, no encaixante, sejam sincinemáticos relativamente à tectónica que permitiu a instalação plutónica.

A observação de corpos intrusivos alongados e laminares colocados paralelamente aos planos axiais de dobras (e por vezes truncando estas estruturas), durante fases de deformação compressivas, perpendicularmente à direcção de compressão máxima, proporciona dificuldades de interpretação em termos espaciais. Todavia, se considerarmos que as temperaturas (*e.g.*, por acção de uma fonte de energia com origem na subida do limite astenosfera/litosfera) e pressões (que provocam atrito e conseqüente elevação de temperatura) geradas provocam fusão parcial de alguns dos sedimentos, estes tenderão a escapar por entre os demais (dada a sua menor viscosidade e maior fluatibilidade) para zonas mais superficiais, às quais corresponderão os sectores mais elevados dos antiformes em formação. A instalação de plutonitos, associados a dobras com planos axiais verticais, em zonas dilatacionais relacionadas com zonas de cisalhamento é referenciada por McCaffrey (1992).

A ocorrência de plutões no interior ou entre falhas compressivas pode não ser óbvia, no entanto, a utilização de cortes geológicos a partir da cartografia de pormenor dos contactos, assim como dos *fabrics* internos dos plutões e das geometrias das zonas de falha conjuntamente com os dados sísmicos e de sondagens, permitem estabelecer uma forte relação espacial entre os plutões e zonas de falhas inversas locais e regionais. Por exemplo, os plutões do batólito de Idaho do Norte e do W de Montana (Hyndman *et. al.*, 1988), parecem ter sido instalados sub-horizontalmente ao longo de falhas inversas preexistentes.

É provável que as falhas, às vezes, não sirvam de canais condutores de magma, mas proporcionem espaço para a instalação de plutões ao facilitar deslocamentos verticais, por intermédio dos seus planos, na rocha encaixante.

No que respeita aos magmas ácidos, e na opinião de Vigneresse (1995a), naturalmente que uma grande quantidade de calor tem que ser fornecida para induzir a sua fusão na crosta inferior. Como resultado a segregação e ascensão do magma ocorre inteiramente em regime dúctil. Assim que o magma ascendente (*upwelling magma*) atinge a zona de transição dúctil/frágil, a sua fluabilidade é insuficiente para fracturar a crosta superior frágil. Os cisalhamentos, de facto, são determinantes para que a segregação e a ascensão de magma, por canais, se dê até à superfície, desde que se criem zonas de extensão locais, de modo a que o magma se infiltre. Para Vigneresse (1995b), as zonas mais profundas reveladas pelos dados de gravimetria, a nível de afloramento mostrando lineações verticais, são interpretadas como canais magmáticos. Estas estruturas ou zonas de enraizamento, reflectem o padrão de fluxo do magma ascendente enquanto se processava a sua instalação. Estes podem ser relacionados com o campo de tensões ao tempo. Os granitos que intruem no decurso de cisalhamento transcurrente possuem somente alguns, poucos, canais de alimentação. Estes canais não estão conectados com as zonas de cisalhamento principais, mas sim com zonas de extensão, locais, do campo de tensões regional. A situação atrás descrita, também se observa em granitos instalados durante uma fase de deformação compressiva.

Os plutões graníticos quando se instalam numa fase de deformação distensiva são muito delgados e com vários e pequenos canais magmáticos. Tanto as diferentes morfologias em profundidade como o diferente número de zonas de enraizamento sugerem que a deformação controla a instalação dos plutões graníticos. As zonas de enraizamento (canais magmáticos) formam um ângulo elevado com a direcção de compressão máxima quando o magma se instala numa crosta plástica, *i.e.*, com um alinhamento paralelo à direcção de extensão, o qual pode ser explicado pelo cisalhamento que actua como uma válvula que controla a segregação do magma. Se os plutões se instalam perto da superfície, numa crosta frágil, então as raízes ficarão alinhadas com a compressão máxima, de acordo com a teoria de fractura de Anderson (1951). Em todos estes exemplos, a geometria da zona de enraizamento relativamente à zona de cisalhamento principal, implica que a zona de cisalhamento não induz génese de magma e que esta não serve de corredor para a sua instalação (Vigneresse, 1995b).

O *dyking* é um processo que decorre com bastante rapidez, requer uma pressão magmática alta e uma resposta visco-elástica das rochas encaixantes. É considerado, potencialmente, capaz de drenar grandes volumes de magma. Existem duas importantes fases que caracterizam a evolução da rede de fracturas para o transporte de magma a partir da fonte: (1) o crescimento prévio da rede de fracturas relativamente ao início do transporte através de diques; (2) a capacidade de drenagem da rede durante o transporte de magma. A primeira fase é caracterizada pelo incremento do número de fracturas acompanhado pelo seu aumento de comprimento, largura e conectividade (Gueguen & Dienes, 1989); Esta fase determina a dimensão da rede conectada e a quantidade total de magma a extrair. A segunda fase, por sua vez, tem início, após a maturação do sistema, com a drenagem do magma. A duração e o volume desta extracção depende da estrutura da rede, mais especificamente, da sua capacidade em providenciar o transporte magmático mantendo para o efeito uma largura crítica (Weinberg, 1999).

Para que o *dyking* ocorra, e sendo parte integrante deste, há que levar em conta factores como a velocidade de fluxo magmático através dos poros e desta com a rede de fracturas, o

comprimento de compactação, a formação da rede de diques tributários, a permeabilidade e conectividade da rede de drenagem e, também, a dimensão do reservatório magmático.

A **migração difusa (*pervasive*) de magma félsico à mesoescala** ocorre em encaixantes quentes (temperatura próxima do *solidus* do magma) e origina estruturas laminares de magma que se instalam, de preferência, paralelamente a zonas permeáveis ou de fraqueza, tais como, as foliações, as superfícies de estratificação e as charneiras de dobras. Weinberg (1999) propõe um mecanismo simples que actua a partir da transferência de calor da zona de fusão até níveis crustais mais elevados. Este processo fundamenta-se no facto do magma possuir, na generalidade, menor temperatura *solidus* do que a rocha fonte e, assim, poder migrar para níveis superiores. A profundidade a que o magma cristalizará estará dependente da interacção entre a velocidade de produção de magma, a extracção e transporte até essa profundidade, da temperatura do magma e do seu *ratio* de advecção, do gradiente geotérmico regional, da diferença de temperatura entre o *solidus* do magma e o *solidus* da rocha fonte e, por fim, da curva *solidus* do magma (temperatura *solidus* em função da pressão). Este processo integra três mecanismos:

- (1) O bombeio tectónico (*e.g.*, Hutton *et al.*, 1990; Brown, 1994; Collins & Sawyer, 1996), resulta da migração do magma em função da sua flutuabilidade combinada, em diferentes graus, com a deformação tectónica à data. Visto a tensão de flutuabilidade destes corpos ser baixa, dada a sua relativa pequenez (bolsadas de escala métrica), a quantidade de magma que migra terá de ser compatível com os *ratios* de deformação tectónica que actuaram em determinado contexto geológico. A duração deste processo é controlada pela combinação entre a evolução térmica e tectónica dos terrenos (Weinberg, 1999);
- (2) A intrusão de “cunhas” magmáticas félsicas em encaixantes de baixa viscosidade é consequência das temperaturas elevadas a que estes se encontram. O facto do encaixante estar quente evita que o magma arrefeça permitindo, assim, o seu fluxo difuso à mesoescala através das rochas, originando lâminas magmáticas (Weinberg,

1999). Esta difusão efectua-se lentamente, em função da flutuabilidade do magma, e aproveitando planos de fraqueza do encaixante. O estado viscoso das rochas também inibe a propagação de diques;

- (3) A intrusão de magmas canalizada por voláteis (*volatile-driven intrusion*) resulta da actividade de fluidos ricos em voláteis que fluindo rapidamente através do encaixante abrem canais, ao mesmo tempo que o aquecem, possibilitando a ulterior migração do magma por estas condutas. A exsolução dos voláteis a partir do magma ocorre desde cedo, nos processos intrusivos, como consequência da combinação de variações locais de pressão e da cristalização magmática.

O *stopping* resulta da invasão das fracturas preexistentes ou contemporâneas das rochas encaixantes (com comportamento frágil) pelo magma, cuja tensão amplificando as fracturas, por seu turno, vai implicar que alguns blocos de rocha encaixante fiquem cercados pelo líquido magmático e se afundem neste. Concomitantemente, é criado espaço para que o magma ascenda.

De acordo com Hutton (1996), apesar deste processo poder manifestar-se, por vezes, a escalas espectaculares, é improvável que seja um dos métodos mais importantes para a ascensão e instalação plutónica ao longo de grandes distâncias através da crosta terrestre. Neste sentido, o autor apresenta duas limitações que passamos a mencionar:

- (1) logo que os blocos angulosos começam a precipitar-se na câmara magmática, entram em rotação ocupando, assim, mais espaço do que originalmente. Com a continuação do *stopping*, a câmara magmática ter-se-ia que alargar acentuadamente na parte inferior, senão os diferentes blocos do encaixante em rotação interfeririam mutuamente, paralisando-se e, desta forma, pondo fim a todo o processo. Além disso, plutões com estas formas não são conhecidos.
- (2) a área incrementada pelo *stopping* está mais fria que o magma, do mesmo modo os blocos ao mergulharem no magma extraem calor deste e, naturalmente, com o

decorrer do processo a larga escala seria de esperar um rápido arrefecimento do magma, o qual conduziria a uma cristalização prematura.

O **colapso gravítico** ocorre em níveis crustais elevados e verifica-se em consequência: da diminuição da pressão de voláteis no magma, quer como resposta à evasão daqueles através de anisotropias do encaixante quer pelo abaixamento térmico; da contracção de um corpo magmático por arrefecimento; da extracção de magma da câmara magmática para sistemas de fracturas preexistentes; de qualquer outro motivo que tenha impelido o encaixante para cima numa fase precoce. Os aspectos focados podem proporcionar (em conjunto ou separadamente) nas litologias suprajacentes, por abaixamento do centro de gravidade, a sua falência, a qual gera, simultaneamente, fracturas para as quais o magma migra, criando espaço para a adução de novo magma.

### ***III.2.2. Quadros geodinâmicos de ascensão e instalação plutónica***

O resultado do balanço das forças que originam a migração magmática varia em função do quadro tectónico (Brown & Solar, 1998). A migração magmática decorre em quadros geodinâmicos que vão desde a convergência de litosferas (oceânicas, oceânica - continental e continentais) até à relaxação ou ao adelgaçamento e fracturação de litosferas continentais. Como reflexo dum ou doutro destes quadros, a ascensão e instalação magmática estará sujeita a contextos de deformação ora colisionais ora distensivos.

Analisemos de seguida as forças envolvidas na migração de magmas quer num contexto de deformação colisional quer num contexto de deformação distensivo.

**Colisional:** As forças relacionadas com a fluatibilidade do magma e as tensões tectónicas produzem gradientes de pressão que permitem ao magma fluir na matriz sólida, promovendo a extracção do magma no decurso da deformação contractiva em orógenos convergentes, especialmente quando transpressivos (Brown & Solar, 1998).

Os padrões de fluxo magmático são controlados por anisotropias induzidas pela deformação, tais como os planos de foliação e as lineações minerais e, ainda pelo tamanho e forma dos cristais. Por esta razão, parece que o fluxo percolativo do magma é mais efectivo durante a deformação activa em zonas de cisalhamento.

A temperatura e a pressão de fluidos são os factores dominantes que determinam a resposta reológica das rochas crustais à compressão, tornando secundária, por exemplo, a magnitude da variação da taxa de deformação (Connolly, 1997).

No que comporta à pressão de fluidos ( $P_f$ ), e assumindo a saturação em fluidos, esta opõe-se à tensão normal ( $\sigma_n$ ) de acordo com o princípio da tensão efectiva, sendo, assim, a tensão normal efectiva ( $\sigma'_n$ ) é dada por:

$$\sigma'_n = \sigma_n - P_f$$

A uma profundidade  $z$ , na crosta, a pressão de fluidos é convenientemente definida pelo factor poro-fluido ( $\alpha_v$ ),

$$\alpha_v = P_f / \sigma_v = P_f / (\rho_r g z)$$

sendo,

$z$  – profundidade

$\rho_r$  – densidade média da coluna de rocha à profundidade  $z$

$\sigma_v$  – tensão vertical

$g$  - aceleração da gravidade

nesta sequência, a tensão vertical efectiva pode ser escrita como:

$$\sigma'_v = \sigma_v - P_f = \rho_r g z (1 - \alpha_v)$$

Assim, a acção da pressão confinante efectiva na resistência e ductilidade da rocha é contrabalançada pelo incremento da pressão de fluidos (Sibson, 1990).

Com a diminuição da profundidade crustal a tensão diferencial requerida para o fluxo magmático, para um dado valor de deformação, aumenta dramaticamente no sentido da transição dúctil-frágil. Contudo, o aumento da pressão de fluidos possibilita o comportamento frágil das rochas a baixas tensões diferenciais a qualquer profundidade (Brown & Solar, 1998) –

figura.III.2.a (comparação entre  $\sigma_2$  e  $\sigma_1$ ). Da observação da figura.III.2.b retira-se que a ruptura em frágil, por acção de fluidos, ocorre quando as rochas parcialmente fundidas, estando a ser deformadas plasticamente em resposta a uma tensão diferencial (A), atingem o limite de fluência dúctil, como resultado dum incremento na pressão de fluidos ( $\sigma_3$ ); por seu lado, rochas em condições similares sujeitas a uma tensão diferencial mais baixa (B) necessitam, para que as rupturas ocorram, de um a pressão de fluidos mais elevada ( $\sigma_4$ ) (Brown & Solar, 1998).

Assumindo a existência de uma determinada pressão de fluidos na crosta superior obtém-se uma profundidade de cerca de 15 km para a transição dúctil-frágil (considerando um gradiente geotérmico de aproximadamente  $25\text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ ). No caso de orógenos convergentes o rápido *uplift* na sua zona interna produz uma pronunciada anomalia térmica (elevação do gradiente geotérmico) permitindo que a transição dúctil-frágil ocorra a níveis crustais mais superficiais (Koons & Crow, 1991). A crosta entre a zona de anatexia e a zona dúctil-frágil tem um gradiente de pressão de fluidos próximo do litostático, implicando um gradiente fraco particularmente durante o metamorfismo progressivo (Cox & Etheridge, 1989). Segundo os mesmos autores, existem regiões substanciais da crosta com comportamento fluido, caracterizado por baixas tensões e sensibilidade à temperatura, no decurso da deformação em condições de metamorfismo progressivo (figura.III.2.a – linha a tracejado); isto pode constituir um factor significativo dado que pode promover a deformação plástica em sectores mais superficiais da crosta.

A opinião de vários autores (entre outros Zoback, 1992) vai no sentido de que o principal padrão de tensões que actua na litosfera é preferencialmente o resultado das forças compressivas aplicadas nas margens das placas tectónicas, estando a tensão máxima ( $\sigma_1$ ), nos orógenos convergentes activos, disposta horizontalmente e com um ângulo elevado relativamente ao orógeno, enquanto que a tensão mínima ( $\sigma_3$ ) se colocará (sub) verticalmente. Todavia, nos orógenos transpressivos, conquanto  $\sigma_1$  se mantenha horizontal,  $\sigma_3$  não terá necessariamente de ser (sub) vertical, pois a observação de distensão paralela ao orógeno permite conceber outro sistema de tensões no qual  $\sigma_2$  seja (sub) vertical (Brown & Talbot,

1989). No entanto, há que destacar o facto de que, qualquer que seja o regime tectónico regional, ocorre refração local das tensões para orientações aproximadamente paralelas e perpendiculares das anisotropias mecânicas, *e.g.*, em resultado de camadas reologicamente resistentes (Brown & Solar, 1998).

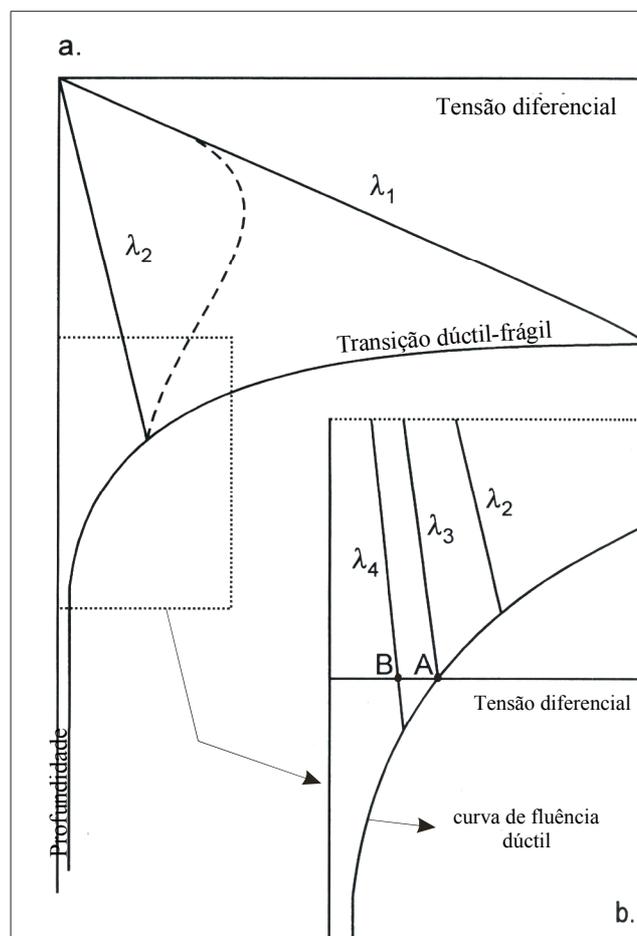


Figura.III.2 – Diagrama esquemático da tensão diferencial máxima *versus* profundidade da crosta terrestre em compressão, mostrando a crosta superior dominada por comportamento frágil e a crosta inferior por comportamento dúctil.  $p_1 < p_2 < p_3 < p_4$  - pressão de fluidos. Adaptado de Brown & Solar (1998).

A ascensão e instalação magmática combinada com as tensões tectónicas induz a fracturação crustal, sempre que nesta subsista um comportamento frágil. Num sistema orogénico colisional também se verifica o surgimento de fracturas distensivas e desligamentos dilatacionais. A ocorrência destas estruturas está dependente da magnitude da tensão diferencial

( $\sigma_1 \sigma_3$ ), da disposição espacial do campo de tensões, da pressão de fluidos, do grau de anisotropia encaixante e da atitude do *fabric* do encaixante (figura.III.3).

Para que se registem fracturas distensivas no decurso da ascensão e instalação magmática, num encaixante fortemente foliado, é necessário que se observem as seguintes condições:

(1)  $\sigma_1 > \sigma_2 \sigma_3$  com a tensão vertical ( $\sigma_v$ ) podendo ser  $\sigma_2$  ou  $\sigma_3$  (sub) vertical,

(i) em *fabrics* horizontalizados :  $(\sigma_1 - \sigma_v) < 4 T_{par}$  e  $P_f = (\sigma_v + T_{par})$ , sendo  $T_{par}$  a resistência à distensão paralela (figura.III.3.a – Ascensão 1 e figura.III.3.b – Ascensão 1);

(ii) em *fabrics* inclinados ou verticalizados:  $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4 T_{par}$  e  $P_f = (\sigma_1 + T_{par})$  (figura.III.3.a – Ascensão 2 e figura.III.3.b – Ascensão 2).

(2)  $\sigma_1 \gg \sigma_2 > \sigma_3$ ,

em *fabrics* inclinados ou verticalizados:  $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4 T_{perp}$  e  $P_f > (\sigma_3 + T_{perp})$ , sendo  $T_{perp}$  a resistência à distensão perpendicular (figura.III.3.a – Instalação e figura.III.3.b – Instalação).

Por seu lado, num mesmo encaixante igualmente foliado, para que se verifiquem desligamentos dilatacionais as condições são:

(1)  $\sigma_1 > \sigma_2 \sigma_3$  com  $\sigma_v$  podendo ser  $\sigma_2$  ou  $\sigma_3$  (sub) vertical,

(i) em *fabrics* horizontalizados:  $4 T_{par} < (\sigma_1 - \sigma_v) < 5,66 T_{par}$  e  $P_f = \sigma_n + (4T_{par}^2 - \sigma_v^2)/4T$ , (figura.III.3.a – Ascensão 1 e figura.III.3.b – Ascensão 1);

(ii) em *fabrics* inclinados ou verticalizados:  $4 T_{par} < (\sigma_1 - \sigma_v) < 5,66 T_{par}$  e  $P_f = \sigma_n + (4T_{par}^2 - \sigma_v^2)/4T$  (figura.III.3.a – Ascensão 2 e figura.III.3.b – Ascensão 2).

(2)  $\sigma_1 \gg \sigma_2 > \sigma_3$ ,

em *fabrics* inclinados ou verticalizados:  $4 T_{par} < (\sigma_1 - \sigma_3) < 5,66 T_{par}$  e  $\sigma_3 < P_f < (\sigma_3 + T_{perp})$ , (figura.III.3.a – Instalação e figura.III.3.b – Instalação).



Em resumo, para que as fracturas ocorram paralelamente a um *fabric* (sub) horizontal a pressão de fluidos terá de reduzir a tensão efectiva até que a tensão normal litostática perpendicular ao *fabric* [correspondendo aproximadamente à tensão principal vertical ( $\sigma_v$ )] seja igual à resistência à distensão normal ( $T_{par}$ ); para que as fracturas ocorram paralelamente a uma *fabric* (sub) vertical a pressão de fluidos terá de reduzir a tensão efectiva até que a tensão normal litostática perpendicular ao *fabric* [correspondendo aproximadamente à máxima tensão principal ( $\sigma_1$ )] seja igual à resistência à distensão normal ( $T_{par}$ ). Em ambos os casos a magnitude da tensão diferencial tem que ser menor que a diferença entre a resistência à distensão paralela e normal à anisotropia e, assim, o magma induza o aparecimento de fracturas distensivas paralelas à anisotropia e/ou desligamentos dilatacionais fracamente discordantes. Inversamente, se a magnitude da tensão diferencial for maior que a diferença entre a resistência à distensão paralela e normal à anisotropia, o magma induzirá o aparecimento de fracturas distensivas truncando as anisotropias. Por último, se as condições que se verificarem forem as de uma tensão diferencial igual à diferença entre as duas resistências à distensão (normal e paralela), então, ocorrerão os dois sistemas de fracturas mencionados (Brown & Solar, 1998).

**Distensivo:** num quadro tectónico distensivo a tensão máxima ( $\sigma_1$ ) está disposta verticalmente. Neste tipo de quadro tectónico, e no decurso de movimento distensivo, observa-se a génese de zonas de cisalhamento distensivas inclinadas ou geometrias em *ramp-flat* (Hutton, 1996).

Vigneresse (1995c) considera a existência de diversos tipos de tectónica distensiva que, dependendo da dimensão da distensão, ou formam estruturas do tipo *graben* ou vastas áreas com distensão crustal; se, adicionalmente, se estiver na presença de uma crosta espessa, instável em virtude da sua espessura anormal e do seu regime térmico, é de esperar que esta relaxe segundo uma tectónica distensiva.

As regiões de crosta adelgada resultam do fluxo em dúctil da crosta inferior, provavelmente sob a influência de um incremento térmico de origem mantélica (Kirby &

Kronenberg, 1987), que é acompanhado por uma distensão da crosta superior. Na opinião de Vigneresse (1995c), as observações sísmicas e térmicas favorecem o modelo anterior.

Apesar do incremento do gradiente térmico da crosta intermédia, nas regiões de crosta adelgada, a fusão parcial inicia-se a temperaturas baixas, se comparadas com as da crosta granulítica inferior e, assim, os primeiros magmas gerados serão de origem crustal (granitos peraluminosos), aos quais se seguirão granitos alcalinos e rochas vulcânicas, caso a crosta inferior e/ou o manto alcancem temperaturas suficientemente elevadas (Vigneresse, 1995c).

A distensão duma crosta espessa em relaxamento permite a instalação de plutões com cerca de 2-3 km de espessura contendo planos de foliação sub-horizontais (Mollier & Bouchez, 1982). Esta distensão é caracterizada por *uplift* com conseqüente surgimento de desligamentos e falhas normais.

Nos diferentes quadros geodinâmicos, definidos para a ascensão e instalação de maciços de granitóides, destacam-se várias características que incluem, entre outras, a natureza da litosfera envolvida, o movimento das placas e o regime tectónico. A figura.III.4 sintetiza alguns destes quadros geodinâmicos.

Os mecanismos de génese de estruturas que se observam em deformação distensiva vão desde o dobramento nos arcos vulcânicos até ao *rifting* nas zonas de *rift* intracontinental, passando pela expansão com encurtamento mínimo nas margens continentais e pelo *uplift* nas cadeias colisionais antigas. Por seu lado, para a deformação colisional temos como principais mecanismos de génese estrutural o encurtamento e o espessamento crustal.

Dentro dos sistemas orogénicos é possível distinguir um quadro tectónico de deformação distensiva, de índole regional, em contextos de convergência de duas litosferas oceânicas, convergência entre uma litosfera continental e uma litosfera oceânica e, por último de relaxação de uma litosfera continental. Por contraponto, e ainda dentro dos sistemas orogénicos, somente no caso da convergência entre duas litosferas continentais se observa um quadro tectónico de deformação colisional (compressiva).

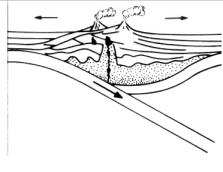
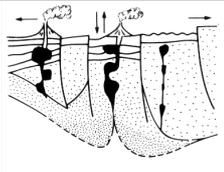
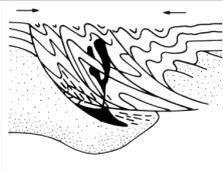
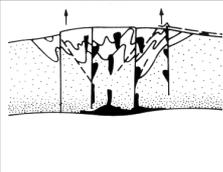
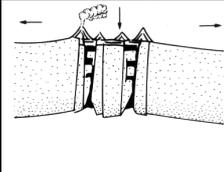
QUADROS GEODINÂMICOS				
OROGÊNICO				ANOROGÉNICO EXTENSIONAL
				
Convergência de duas litosferas oceânicas	Convergência entre uma litosfera continental e uma litosfera oceânica	Convergência entre duas litosferas continentais	Relaxação de uma litosfera continental	Adelgaçamento e fracturação de uma litosfera continental
Arco vulcânico	Margens continentais activas	Orógenos colisionais	Cadeias colisionais antigas	Zona de <i>rift</i> intracontinental
Subducção de uma litosfera oceânica sob outra litosfera oceânica	Subducção de uma litosfera oceânica sob uma litosfera continental	Subducção intercontinental	<i>Uplift</i> pós colisional	<i>Rifting</i> pós orogénico
Distensão regional	Distensão regional	Compressão regional e distensão local	Distensão regional	Distensão regional
dobramento aberto	expansão com encurtamento mínimo	encurtamento e espessamento crustal (dobramento, falhas inversas / cavalgamentos e desligamentos)	<i>uplift</i> (desligamentos e falhas normais)	<i>rifting</i> (zonas de cisalhamento distensivas ou geometrias em <i>ramp-flat</i> )
Granitóides calco-alcalinos e calco-toléíticos (ACG + ATG)	Granitóides calco-alcalinos e calco-alcalinos K (ACG + KCG)	Granitóides peraluminosos e calco-alcalinos K (MPG e CPG + KCG)	Granitóides calco-alcalinos (KCG)	Granitóides alcalinos e peralcalinos (PAG)

Figura.III.4 – Diferentes quadros geodinâmicos e granitos a eles associados. Em cada quadro estão representados a natureza da litosfera envolvida, o movimento das placas, o regime tectónico e os tipos de granitóides descritos na figura.III.1. Nas diferentes secções verticais os corpos granitóides estão representados a preto. Modificado de Pitcher (1995) e Barbarin (1999).

O sistema anorogénico unicamente engloba um quadro tectónico de deformação distensiva que é resultado do adelgaçamento e fracturação de uma litosfera continental.