

COLEÇÃO AULA ABERTA

**AS ROCHAS METAMÓRFICAS
E PLUTÓNICAS
DO RIO ALMANSOR:
UM PATRIMÓNIO GEOLÓGICO
A PRESERVAR**

Manuel Francisco Pereira



Ficha Técnica

Título: As Rochas Metamórficas e Plutónicas do Rio Almansor: Um Património Geológico a Preservar

Autor: Manuel Francisco Pereira

© O autor

Editor: Imprensa da Universidade de Évora

Coleção: Aula Aberta

Subcoleção: Cadernos Pedagógicos

Paginação: Divisão de Comunicação da Universidade de Évora

ISBN: 978-972-778-293-2

Évora 2022

AGRADECIMENTOS

O autor agradece aos seus alunos e colegas, destacando-se (Ícaro Dias da Silva e Cristina Gama) que o acompanharam nas inúmeras visitas de campo que guiou no Rio Almansor, e ao Município de Montemor-o-Novo por ter demonstrado interesse em preservar o património geológico da região. Um agradecimento particular aos revisores anónimos que contribuíram para melhorar a primeira versão deste documento. Este trabalho é um tributo ao legado do geólogo de campo e Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Évora, Francisco Gonçalves.

ÍNDICE

1. PROCESSOS OROGÉNICOS	5
2. REGIÕES COM ROCHAS DE ALTO-GRAU METAMÓRFICO E PLUTÓNICAS	10
2.1 OS COMPLEXOS GNAISSO-MIGMATÍTICOS.....	10
2.2 AS CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS GNÁISSICAS E MIGMATÍTICAS	15
3. AS ROCHAS DO RIO ALMANSOR.....	20
3.1 MÉTODO DE ESTUDO	20
3.2 COMO E ONDE SE FORMARAM	22
3.2.1. A ORIGEM DAS ROCHAS MIGMATÍTICAS E PLUTÓNICAS.....	23
3.2.2. A DEFORMAÇÃO SIN-ANATEXIA E A INSTALAÇÃO DE MAGMAS GRANÍTICOS.....	25
3.4. QUANDO E EM QUE CONTEXTO TECTÓNICO SE FORMARAM	31
3.4.1. A IDADE DOS PROCESSOS OROGÉNICOS	31
3.4.2. EXTENSÃO CRUSTAL NA MARGEM ATIVA DO SUPERCONTINENTE PANGEIA	34
4. PATRIMÓNIO GEOLÓGICO A PRESERVAR	36
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	40

1. PROCESSOS OROGÉNICOS

O capítulo 1 reúne informação sobre os temas da Tectónica de Placas, da História e Evolução da Terra, da génese e evolução de Orógenos e de Supercontinentes que são abordados nas seguintes referências bibliográficas: Moores e Twiss (1995), Cawood e Kröner (2009), Kearey, Klepeis e Vine (2009), Frisch, Blakey e Meschede (2011) e Stanley e Luczaj (2015).

As cadeias orogénicas (orógeno; do grego “oros”, montanha e “gen”, o que produz) formam-se em regiões da crosta continental coincidentes com limites de placas litosféricas que convergem entre si. Os orógenos antigos representam cadeias de montanhas formadas em regiões que foram essencialmente sujeitas ao efeito da deformação por forças compressivas. Nos limites convergentes a deformação compressiva induz a geração de estruturas compressivas (dobramentos e cavalgamentos), o espessamento da crosta continental e o desenvolvimento de relevos acentuados. No entanto, durante as etapas de evolução de orógenos também há que considerar a deformação induzida por forças distensivas que produz estruturas extensionais (falhas normais, zonas de cisalhamento extensionais e domos gnáissicos). A deformação extensional que está diretamente associada ao adelgaçamento da crosta continental é responsável pelo desenvolvimento de importantes depressões na superfície terrestre onde se podem formar bacias sedimentares designadas por bacias sinorogénicas, i.e. contemporâneas da orogénese).

A génese de um orógeno resulta da interação entre diferentes processos orogénicos: a sedimentação, a deformação, o metamorfismo e magmatismo sinorogénicos. Os processos orogénicos estão ativos durante a subducção de litosfera oceânica (placa inferior) que mergulha na astenosfera sob a litosfera continental (placa superior) e que caracteriza a formação de um orógeno do tipo acrecionário (Figura 1a). Os processos orogénicos estão também relacionados com a colisão continental, que pode envolver a subducção, embora pouco expressiva, de litosfera continental, quando se gera um orógeno do tipo colisional (Figura 1b), ou seja, do tipo Himalaias. Neste caso, a bacia oceânica, que separa os continentes que se aproximam entre si, fecha e forma-se uma zona de sutura a separar os dois continentes que colidiram.

Um orógeno do tipo acrecionário, que se designa como sendo do tipo cordilheira andina e Japão, está sempre associado à formação de uma fossa oceânica, um prisma acrecionário, um canal de subducção, um arco magmático continental e uma bacia sinorogénica localizada à frente do arco (“forearc basin”) (Figura 2).

O arco magmático que se instala na placa superior evolui à medida que ocorre a subducção da placa inferior oceânica e com o progressivo encurtamento ou adelgaçamento da margem continental. Num orógeno acrecionário, o regime de deformação da litosfera continental (placa superior) que está ativo na região atrás do arco magmático (“backarc”) pode variar (Figura 2).

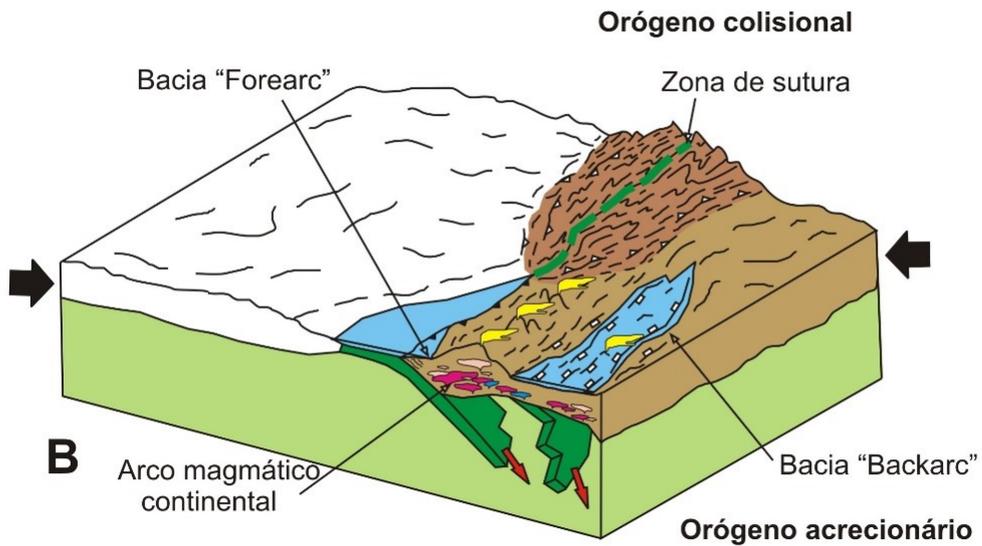
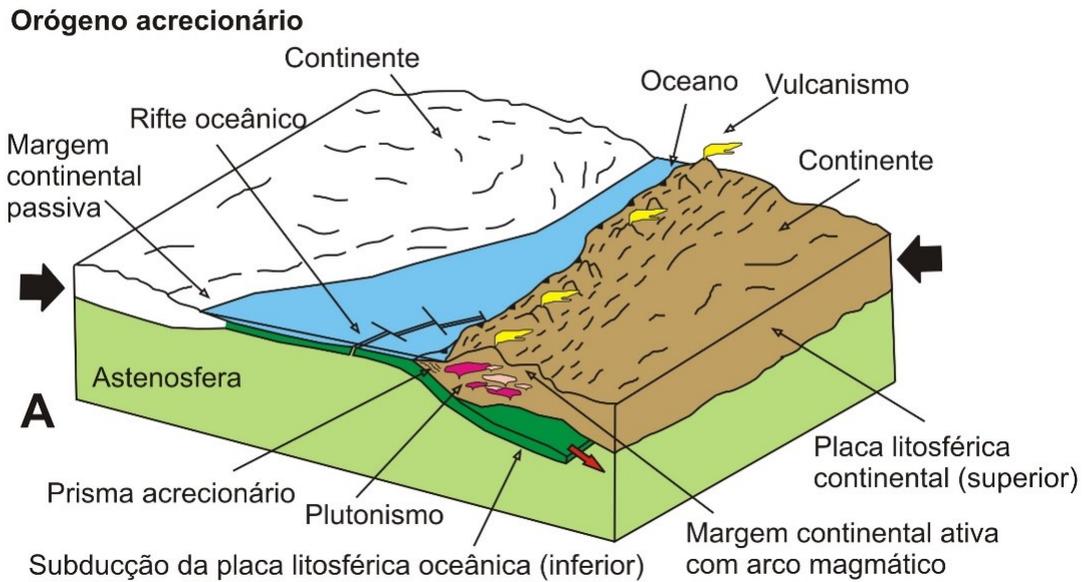


Figura 1

(A) Esquema ilustrativo da formação de um orógeno acrecionário típico de limites de placas convergentes com subducção de placa litosférica oceânica. O orógeno acrecionário pode evoluir para um orógeno colisional, e ambos podem coexistir no mesmo limite convergente. (B) O orógeno colisional é caracterizado pelo facto da subducção da placa litosférica oceânica ter terminado. O orógeno colisional forma-se quando ocorre o fecho do oceano que separava os dois continentes que colidem entre si, formando-se aí a zona de sutura. As setas a preto indicam o movimento convergente das placas litosféricas e as setas a vermelho apontam o sentido do mergulho da placa oceânica que subducta (placa inferior, "lower plate"). O arco magmático instala-se na placa litosférica continental (placa superior, "upper plate"), e é constituído por plutões e por vulcões que são alimentados por magma com diferentes fontes: crustais (rosa) e mantélicas com menor (azul) e maior (magenta) contaminação crustal.

Se a placa litosférica oceânica subducta, mantendo-se pouco inclinada, o regime de deformação é compressivo na backarc. Por outro lado, se a inclinação da placa

inferior durante o seu mergulho é acentuada, a placa superior vai ser sujeita a um regime distensivo que favorece o desenvolvimento de uma bacia sinorogénica do tipo backarc. A litosfera oceânica tende a mergulhar com menor inclinação quando é mais recente, pouco espessa e mais quente. Por outro lado, a placa inferior pode subductar com maior inclinação no caso de ser mais antiga, mais fria e densa. Esta variação da inclinação também pode estar associada a mudanças no movimento (recuo vs avanço) da placa inferior, nas taxas de movimentação das placas envolvidas na convergência e na rotura em profundidade da placa litosférica oceânica. A variação na inclinação também condiciona o volume do magmatismo e sua distância relativamente à fossa oceânica (Figura 2).

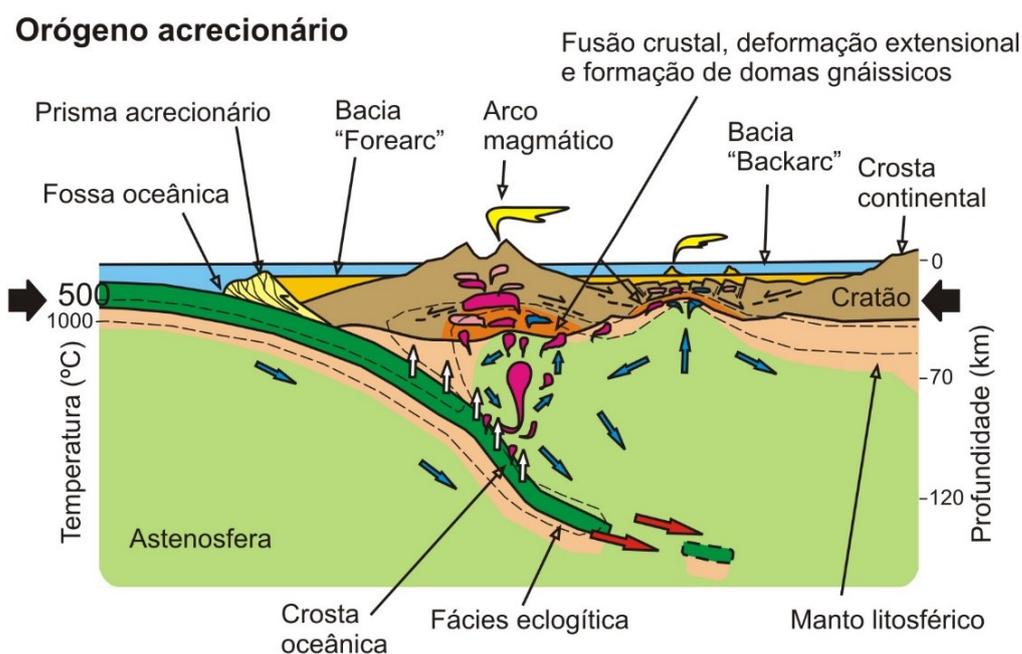


Figura 2

Diagrama ilustrativo de uma margem continental ativa com formação do arco magmático (plutonismo e vulcanismo), o prisma acrecionário e as bacias sinorogénicas dos tipos "forearc" e "backarc". O metamorfismo atua sobre a litosfera oceânica que subducta, gerando rochas de alta pressão (eclogitos) e provocando importante desidratação em profundidade. A água é fundamental para desencadear a fusão parcial da cunha mantélica (gerando uma pluma que atravessa o manto astenosférico). A fusão crustal também é amplificada pela anomalia térmica que se instala sob o arco magmático ou sob a bacia "backarc" e que está associada a importante plutonismo. As setas a preto assinalam o movimento das duas placas litosféricas que convergem, as setas a vermelho apontam o sentido do mergulho da placa oceânica que subducta, as setas a branco indicam a desidratação da litosfera oceânica, e as setas azuis representam o fluxo astenosférico. Os plutões apresentam fontes mantélicas com menor (azul) e maior (magenta) contaminação crustal e fontes crustais (rosa).

Nos limites convergentes que estão associados a subducção de litosfera oceânica, no que se designa por margens continentais activas ou por arcos-ilha, pode formar-se o prisma acrecionário que se localiza sobre a placa litosférica inferior. O prisma acrecionário resulta da acreção de rochas sedimentares e vulcânicas da crosta

oceânica com a placa superior podendo incluir ainda sedimentos provenientes da bacia forearc e da erosão do arco magmático. As bacias forearc e backarc são ambas preenchidas por sedimentos que são provenientes do arco magmático. No entanto, a bacia backarc também é alimentada por sedimentos resultantes da erosão de fontes localizadas na região mais interior do continente (Cratão; Figura 2) e mais afastada do arco magmático.

A litosfera oceânica que é subductada é sujeita a condições de metamorfismo cujos valores da pressão (P) e temperatura (T) são diferentes das que ocorrem simultaneamente na litosfera continental, onde se instala o arco magmático (Figura 1). A litosfera oceânica, parte do prisma acrecionário e até mesmo segmentos da litosfera continental, que são arrastados para grande profundidade ao longo do canal de subducção e sujeitas a condições de metamorfismo de elevada P e T (fácies eclogítica) podem sofrer fusão parcial e contribuir desta forma para gerar magmas. A desidratação das rochas que constituem o canal de subducção (incluindo a placa inferior) envolve a libertação de água para a astenosfera e que pode atingir a base da litosfera continental suprajacente. A água resultante da desidratação metamórfica vai estimular a fusão parcial do manto astenosférico que se encontra sob a placa superior, e igualmente do manto litosférico que constitui a placa superior, gerando magmas com diferentes composições. Por sua vez, os magmas recém-gerados deslocam-se e instalam-se na placa superior criando uma anomalia térmica. O metamorfismo regional de elevada T e P intermédia-baixa que aqui se desenvolve, provoca a fusão parcial da crosta continental e a produção de outro tipo composicional de magma. Este sistema magmático, envolvendo manto e crosta, constitui o arco magmático continental.

Na placa superior, a litosfera continental das regiões “backarc” apresenta-se relativamente mais quente, menos espessa e menos resistente à deformação quando comparada com a litosfera continental que representa a região mais interior do continente (cratão; Figura 2). Nas “backarc” as temperaturas atingidas em profundidade na descontinuidade de Mohorovicic, que separa a crosta do manto, são de aproximadamente 800-900°C e a espessura da litosfera continental é de cerca de 30-50 km. Em contraste, na região mais para o interior do continente (cratão) a temperatura aproxima-se de 400-500°C e a espessura da litosfera continental é de aproximadamente 70-80 km. As temperaturas mais elevadas que surgem a menor profundidade nas “backarc” explicam porque é que aqui a litosfera continental, por ser menos resistente em termos reológicos, é mais facilmente deformada.

A história e evolução do nosso planeta é caracterizada por uma sucessão de eventos orogénicos que estão associados a diferentes etapas de sedimentação, deformação, metamorfismo e magmatismo. O aumento do volume crustal que acontece quando se formam orógenos acrecionários pode estar associado a acreção mantélica. Também se constata que a reciclagem de crosta continental é episódica e está relacionada com a produção intermitente de grandes volumes de granitos nos arcos magmáticos continentais que se formam ao longo do tempo geológico. A sucessão de eventos orogénicos pode ser explicada pelo conceito de ciclo de supercontinentes. Esta concepção admite que ao longo da história da Terra os continentes foram sendo

acrescidos para formar supercontinentes, que posteriormente foram fragmentados e dispersos, para mais tarde se juntarem de novo. No final do Devónico, há aproximadamente 370 milhões de anos, durante a formação do supercontinente Pangeia, a convergência entre os continentes Gondwana e Laurússia levou à sua colisão e ao fecho do Oceano Rheic (orógeno colisional) (Figura 3).

No Carbónico, admite-se que terá ocorrido o colapso gravitacional do orógeno colisional recém-formado ao mesmo tempo que progredia a subducção da litosfera oceânica do Paleotethys gerando um arco magmático na margem de Gondwana (orógeno acrecionário) (Figura 3). Os processos orogénicos que estiveram activos durante o Devónico e o Carbónico são responsáveis pela edificação do orógeno Varisco-Apalachiano que se estende desde o Norte de África (e.g. Meseta Marroquina), pela Europa Ocidental e Central (e.g. Maciço Ibérico, Maciço Armoricano e Maciço da Boémia), e pelo Norte da América (e.g. Apalaches).

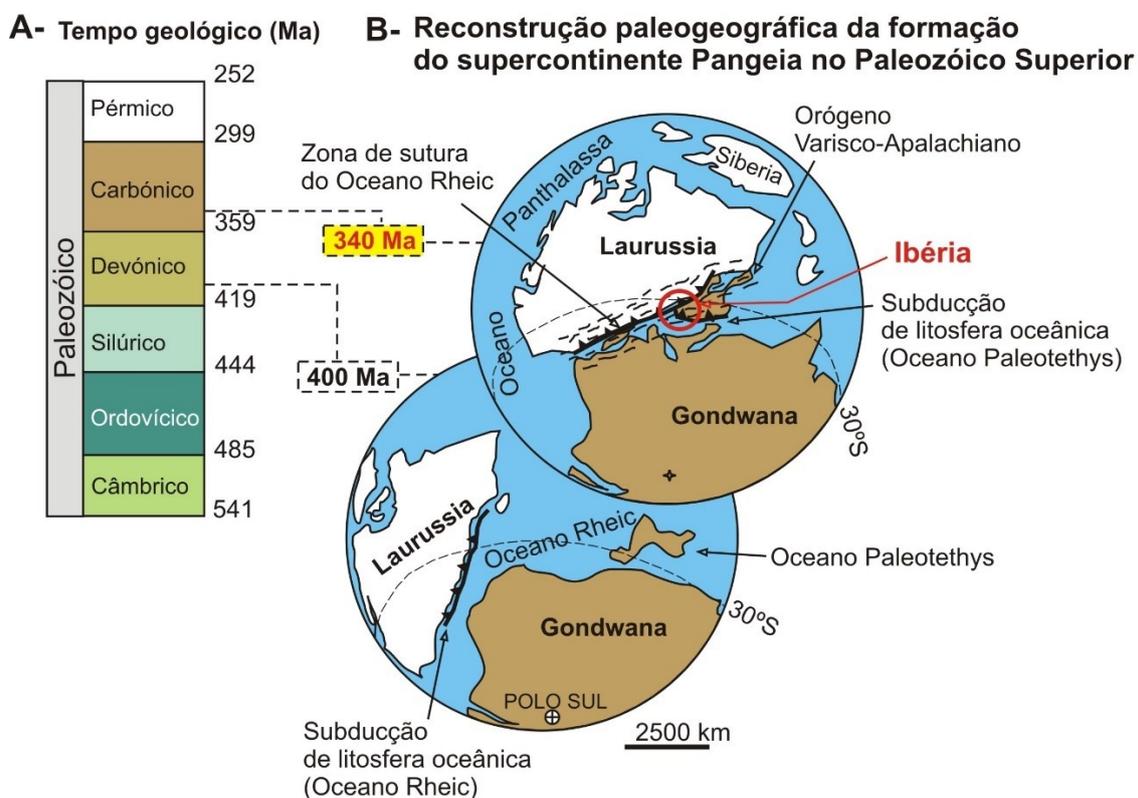


Figura 3
 (A) Tabela crono-estratigráfica do Paleozóico indicando duas etapas evolutivas da acreção do supercontinente Pangeia durante o Devónico e o Carbónico. (B) Modelo de reconstrução paleogeográfica da acreção do supercontinente Pangeia assinalando a posição da Ibéria no orógeno Varisco-Apalachiano (no centro da Pangeia) durante o Carbónico Inferior.

Atualmente é bem conhecido que as taxas relativas de crescimento e destruição da litosfera oceânica são impostas pelos ciclos dos supercontinentes, sendo a destruição mais acentuada durante os períodos de acreção, com a formação de orógenos. Por outro lado, o crescimento da litosfera oceânica é suscetível de ser mais rápido durante os períodos de fragmentação dos supercontinentes. Previamente ao conceito de ciclos de supercontinentes que foi introduzido no final dos anos oitenta, após a teoria

da tectónica de placas, já havia sido apresentado, no final dos anos sessenta, o conceito de ciclo de Wilson. Esta conceptualização que foi desenvolvida por J.T Wilson para compreender a evolução do Oceano Atlântico permite explicar a sucessão das etapas de abertura e fecho de bacias oceânicas que culmina com a formação de cadeias de montanha.

2. REGIÕES COM ROCHAS DE ALTO-GRAU METAMÓRFICO E PLUTÓNICAS

O conteúdo do capítulo 2 baseia-se num conjunto selecionado de referências bibliográficas que são elementares para abordar os métodos de estudo de rochas de alto-grau metamórfico e das rochas plutónicas que lhes estão geralmente associadas: Mehnert (1971), Compton, (1985), Passchier e Kröner (1990), Best (2003), Sawyer e Brown (2008), Sawyer (2008), Hollocher (2014) e Castro (2015).

2.1. OS COMPLEXOS GNAISSO-MIGMATÍTICOS

As regiões da superfície terrestre onde predominam afloramentos de rochas de alto-grau metamórfico (gnaisses e migmatitos) constituem uma parte significativa da crosta continental que compõe os orógenos antigos. Os gnaisses e migmatitos representam rochas que se formaram no interior da crosta continental, geralmente, envolvendo fusão parcial de rochas pré-existentes ou parentais (protólitos) que foram sujeitas a metamorfismo em condições de elevada temperatura (fácies anfibolítica alta e fácies granulítica). Assim sendo, a exposição à superfície de rochas de alto-grau metamórfico é uma excelente oportunidade para se estudar e compreender os processos orogénicos atuais que ocorrem no interior da crosta terrestre porque podem ter semelhanças com os que estiveram ativos no passado.

As regiões dominadas por rochas de alto-grau metamórfico incluem geralmente uma grande variedade de gnaisses e de migmatitos com geometrias e relações complexas, e por isso, são tradicionalmente designadas por complexos gnaisso-migmatíticos (Figura 4). Os migmatitos geram-se como produto de diferentes estádios de fusão parcial de rochas sedimentares e/ou ígneas e/ou metamórficas que são submetidas a condições de metamorfismo marcadas pelo aumento da temperatura, e independentemente do tipo de pressão (Figura 4). A classificação dos gnaisses e migmatitos depende das suas características que variam bastante em função da composição dos protólitos. Por vezes a fronteira entre gnaisses e migmatitos nem sempre é fácil de estabelecer quando há um processo de aumento gradual de fusão

parcial. Frequentemente classificam-se como gnaisses migmatíticos aqueles onde se observa alguma fusão parcial. Além disso, as rochas de alto-grau metamórfico podem apresentar, por efeito da deformação dúctil, uma foliação gnáissica e/ou migmatítica que, por vezes, dificulta a distinção entre gnaisses e migmatitos. O processo progressivo de fusão parcial de rochas pré-existentes designa-se por anatexia (Figura 4) e pode conduzir à produção de fundidos, magmas, migmatitos e granitos de anatexia, que também podem ser difíceis de individualizar quando o volume de fundido é reduzido.

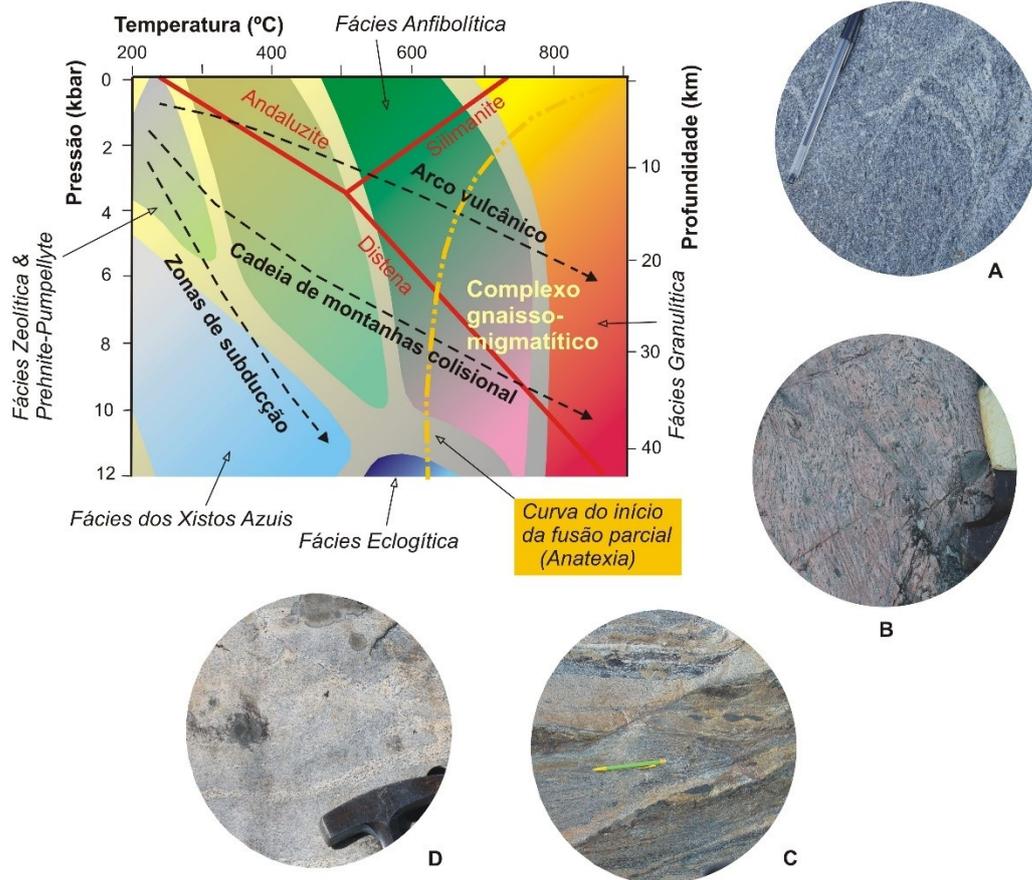


Figura 4

Diagrama de Pressão-Temperatura ilustrando a distribuição dos diferentes campos das facies de metamorfismo que são geralmente associadas ao metamorfismo regional (Gradiente bórico médio: 0.27 kbar/km). As linhas a tracejado e a preto indicam os gradientes de metamorfismo que se observam em limites de placas convergentes. As linhas a vermelho representam o diagrama de fases de aluminossilicatos (três polimorfos de Al_2SiO_5 - distena, andaluzite e silimanite) que permite estimar a pressão e temperatura do metamorfismo. Fotografias de afloramentos de rochas de alto-grau metamórfico da região de Évora (Complexo gnaisso-migmatítico): (A) migmatito do Alto de São Bento; (B) gnaisse migmatítico das Alcáçovas; (C) migmatito do Rio Almansor; (D) migmatito de Valverde.

O gnaisse é uma rocha metamórfica de granularidade média a grosseira que apresenta um bandado composicional característico, resultante da diferenciação/segregação metamórfica que ocorre durante a deformação dúctil, que é indicado pela presença de bandas compostas por minerais félsicos (quartzo, feldspato) que alternam com bandas ricas em minerais máficos (biotite, anfíbola,

piroxena, granada). O termo migmatito é por vezes usado para descrever um gnaiss que resultou de fusão parcial, mas esta condição nem sempre se verifica. Muitas vezes é difícil conseguir distinguir estes dois tipos de rochas de alto-grau metamórfico porque variações na aparência, textura e composição são, em grande parte, uma consequência de se, e quando, a fração de fundido (“melt”) se separou da fração sólida (Figura 5). Os gnaisses e os migmatitos que podem ter diferentes composições e estruturas internas, podem ocorrer em conjunto e associados a encraves (fragmentos) dispersos. Os encraves podem ser de quartzitos, meta-pelitos, meta-grauvaques, meta-chertes, mármore (por vezes de composição calco-silicatada) e rochas meta-máficas (anfíbolitos e granulitos máficos), que estão rodeados pelo bandado composicional das rochas metamórficas de alto-grau hospedeiras.

Os complexos gnaisso-migmatíticos são das regiões mais complicadas de se cartografar. As estruturas internas e as relações entre os diferentes tipos de rochas são complexas devido à sua longa história geológica. Os complexos gnaisso-migmatíticos podem resultar da transformação, por efeito do metamorfismo, de associações de rochas sedimentares e/ou ígneas e/ou metamórficas que estiveram sujeitas ao efeito da deformação em condições de alta temperatura alcançando condições para a fusão parcial (deformação sin-anatexia). Neste contexto, constata-se que a estratigrafia original é extremamente difícil de definir porque pode estar intensamente transformada num bandado tectónico/metamórfico (Figura 5). Em muitos casos, os gnaisses e migmatitos podem surgir associados a rochas plutónicas com diferentes idades e que surgem com diferentes graus de deformação e/ou instaladas de modo discordante ou paralelamente ao bandado composicional das rochas metamórficas hospedeiras, tornando-se difícil distinguir entre os diferentes tipos de rochas metamórficas e ígneas. Por conseguinte, os princípios da estratigrafia não podem ser aplicados na sua plenitude quando se estudam complexos gnaisso-migmatíticos.

A cartografia realizada em regiões constituídas por rochas não metamorfizadas ou em baixo-grau metamórfico, onde a estratigrafia é claramente reconhecível, é muito diferente do tipo de problemas encontrados em complexos gnaisso-migmatíticos. A intensa deformação e o crescimento de novos minerais podem, em muitos casos, esbater ou apagar as estruturas primárias das rochas sedimentares ou ígneas (estratificação e foliação magmática) e perturbar a organização da sequência estratigráfica inicial.

Geralmente não se consegue definir nas regiões de alto-grau metamórfico uma estratigrafia simples composta por diferentes unidades litológicas cartografáveis. Quando se cartografa gnaisses e migmatitos devemos ter em atenção os critérios de sobreposição relacionados com relações de fusão parcial, intrusões e zonas de cisalhamento. A natureza e a intensidade das modificações resultantes da deformação e do metamorfismo que transformam as características primárias podem ser muito heterogéneas. Algumas unidades litológicas podem ocorrer com forma lenticular e descontínua e, por esse motivo, são demasiado pequenas e numerosas, muito dispersas para serem individualizadas num mapa geológico. Além disso, as rochas metamórficas de alto-grau metamórfico podem ser cortadas por rochas

plutónicas ou por zonas de cisalhamento anastomosadas que geram dobramentos geometricamente complexos.

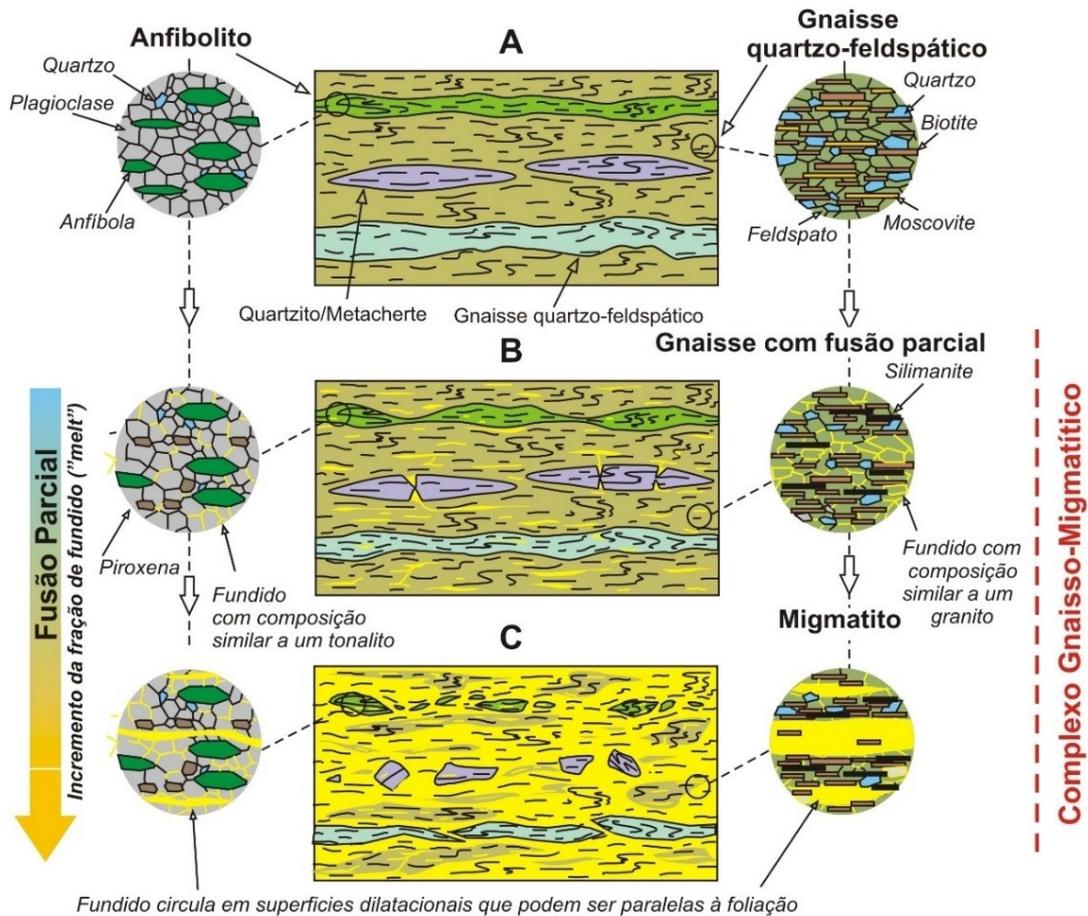


Figura 5

Diagrama ilustrativo da formação de um complexo gnaisso-migmatítico. (A) No estágio pré-fusão parcial, a sequência tectono-estratigráfica inclui gnaisses quartzo-feldspáticos ricos em micas (castanho) com intercalações de gnaisses quartzo-feldspáticos mais siliciosos e menos ricos em biotite (azul-claro), anfibolitos (verde) e quartzitos/meta-chertes (violeta). (B-C) Estádios evolutivos da fusão parcial e deformação sin-anatexia. Ilustra-se as relações observadas no campo entre os diferentes tipos de rochas metamórficas (retângulos) e as transformações registadas nas associações minerais e da textura dos anfibolitos e dos gnaisses pelíticos (círculos) com o aumento gradual da fusão parcial até gerar migmatitos. Note-se que a gênese de migmatitos ocorre ao mesmo tempo da deformação dúctil que é contemporânea da anatexia (sin-anatexia) e por isso, apresentam uma foliação bem desenvolvida. Os enclaves originaram-se a partir de rochas mais competentes que foram estiradas, gerando estruturas “pinch-and-swell” e “boudins”, e que resistiram à fusão parcial (quartzito e anfibolito). Os enclaves também podem representar metatexitos e fragmentos de melanossoma. Os veios de rocha leucogranítica indicam as condutas (superfícies dilatacionais concordantes e/ou discordantes relativamente à foliação) por onde circulou o fundido/magma.

Nos complexos gnaisso-migmatíticos é possível encontrar transições rápidas entre rochas metamórficas e ígneas pouco deformadas e intensamente deformadas (distribuição heterogénea da deformação). Também se observam contactos bruscos entre rochas metamórficas de alto-grau metamórfico e de grau metamórfico

intermédio e/ou baixo que derivam das primeiras através do processo de retrogradação metamórfica (transformação em novas associações minerais de mais baixa temperatura). O retrometamorfismo é muito comum no interior de zonas de cisalhamento (pós-anatexia) que cortam os gnaisses e os migmatitos.

No entanto, nestas regiões onde predominam rochas de alto-grau metamórfico associadas a rochas plutónicas é possível definir alguns marcadores litológicos, de que são exemplo os encraves, que podem ser seguidos por grandes distâncias definindo alinhamentos que facilitam a cartografia geológica. Estes marcadores litológicos, que são designados por marcadores tectono-estratigráficos (por exemplo, anfibolitos ou quartzitos), podem ser úteis para ajudar a estabelecer relações com a estratigrafia prévia e, ainda, a reconhecer estruturas de grande escala, que de outra forma seria difícil de identificar no interior do complexo gnaisso-migmatítico. A estrutura interna dos complexos gnaisso-migmatíticos é o resultado da competição contínua entre diferentes fatores que tendem a fazer desaparecer o registo de eventos de deformação e metamorfismo mais antigos, dificultando a interpretação completa da história geológica da região.

A metodologia para cartografar regiões dominadas por afloramentos de rochas de alto-grau metamórfico e plutónicas depende do objetivo do estudo. Se o principal objetivo for compreender a evolução tectónica regional, então poderá ser necessário alargar a cartografia a outras regiões onde este mesmo tipo de rochas existam. Mas se, por outro lado, o propósito for estudar a uma escala de maior detalhe o processo de fusão parcial e a relação com o magmatismo para melhor compreender qual o controlo da deformação na instalação de fundidos e de magmas, então, a melhor opção será a cartografia de pormenor, usando uma área selecionada mais restrita (por exemplo, um afloramento com excelente exposição na margem de um rio). Na maioria dos casos, vários afloramentos terão de ser visitados e cada um deles deve ser observado e cartografado em detalhe com a finalidade de estabelecer um esquema local da sucessão de eventos metamórficos, magmáticos e de deformação que estiveram presentes aquando da formação das rochas metamórficas e ígneas objeto de estudo.

Algumas das características mais óbvias a cartografar a larga escala, podem ser os limites de grandes intrusões magmáticas e os vestígios de importantes zonas de cisalhamento. Contudo, se pretendemos compreender a história geológica completa da região é necessário observar mais de perto as rochas gnaisso-migmatíticas, já que os plutões e as macroestruturas representam geralmente a geometria de acontecimentos relativamente tardios que moldaram a crosta continental. No afloramento, devemos concentrar a atenção nos principais elementos da estrutura dos gnaisses e migmatitos e na sua relação com outras rochas metamórficas e rochas plutónicas (textura, forma, tamanho, orientação preferencial, geometria das estruturas e idade relativa). Para cada afloramento deve ser determinada a sequência dos eventos de deformação e intrusivos. A idade relativa das unidades e estruturas observadas no afloramento é muitas vezes difícil de estabelecer. Se for este o caso, é necessário registar as várias interpretações possíveis e procurar afloramentos semelhantes nos quais a situação possa ser mais óbvia. Se a deformação for muito

intensa, será aconselhável realizar uma visita a uma área adjacente menos deformada onde as características primárias possam ter sido preservadas da deformação e do metamorfismo.

2.2. AS CARACTERÍSTICAS DAS ROCHAS GNÁISSICAS E MIGMATÍICAS

O gnaiss apresenta uma foliação gnáissica que é normalmente definida por um bandado composicional que resulta da deformação dúctil e do alinhamento de minerais preexistentes e neoformados (Figura 6a, b). O gnaiss pode ser classificado com base na composição mineralógica (гнаiss félsico ou quartzo-feldspático, гнаiss pelítico), ou também, em função da natureza do seu protólito (ortognaiss quando o protólito é ígneo ou paragnaiss se derivar de rochas sedimentares).

Quando observados à escala microscópica (lâmina delgada) ou à escala mesoscópica (afloramento), os migmatitos podem apresentar textura e estrutura bastante heterogéneas. A complexa textura e estrutura dos migmatitos é justificada porque estas rochas metamórficas podem resultar da fusão parcial de protólitos com composições mineralógicas/químicas muito distintas, e também, devido ao facto da deformação sin-anatexia ter uma distribuição heterogénea.

As diferentes componentes dos migmatitos podem ter um comportamento reológico distinto de acordo com a sua composição. Um protólito que possua uma composição mineralógica que seja mais favorável à fusão parcial é considerado fértil, ou seja, tem grande capacidade para produzir fundido. O migmatito que resulte da fusão parcial de um protólito fértil será constituído por um componente recém-formado designado por neossoma (Figura 7). Quanto maior a percentagem da fração de fundido, menor é a viscosidade da rocha envolvida na anatexia e sujeita ao fluxo que é controlado pela deformação dúctil. O protólito representa a rocha que foi sujeita a condições de metamorfismo de mais baixo grau (sem atingir condições de fusão parcial) e cujas características composicionais podem ser equivalentes às do neossoma de determinado migmatito. O protólito que dá origem ao neossoma não está normalmente preservado num migmatito. O paleossoma que é a componente do migmatito que resistiu à fusão parcial (que não deu origem ao neossoma) é que representa as características mineralógicas, estruturais e texturais mais próximas do protólito, embora o tamanho do grão possa aumentar por efeito da recristalização (Figura 7).

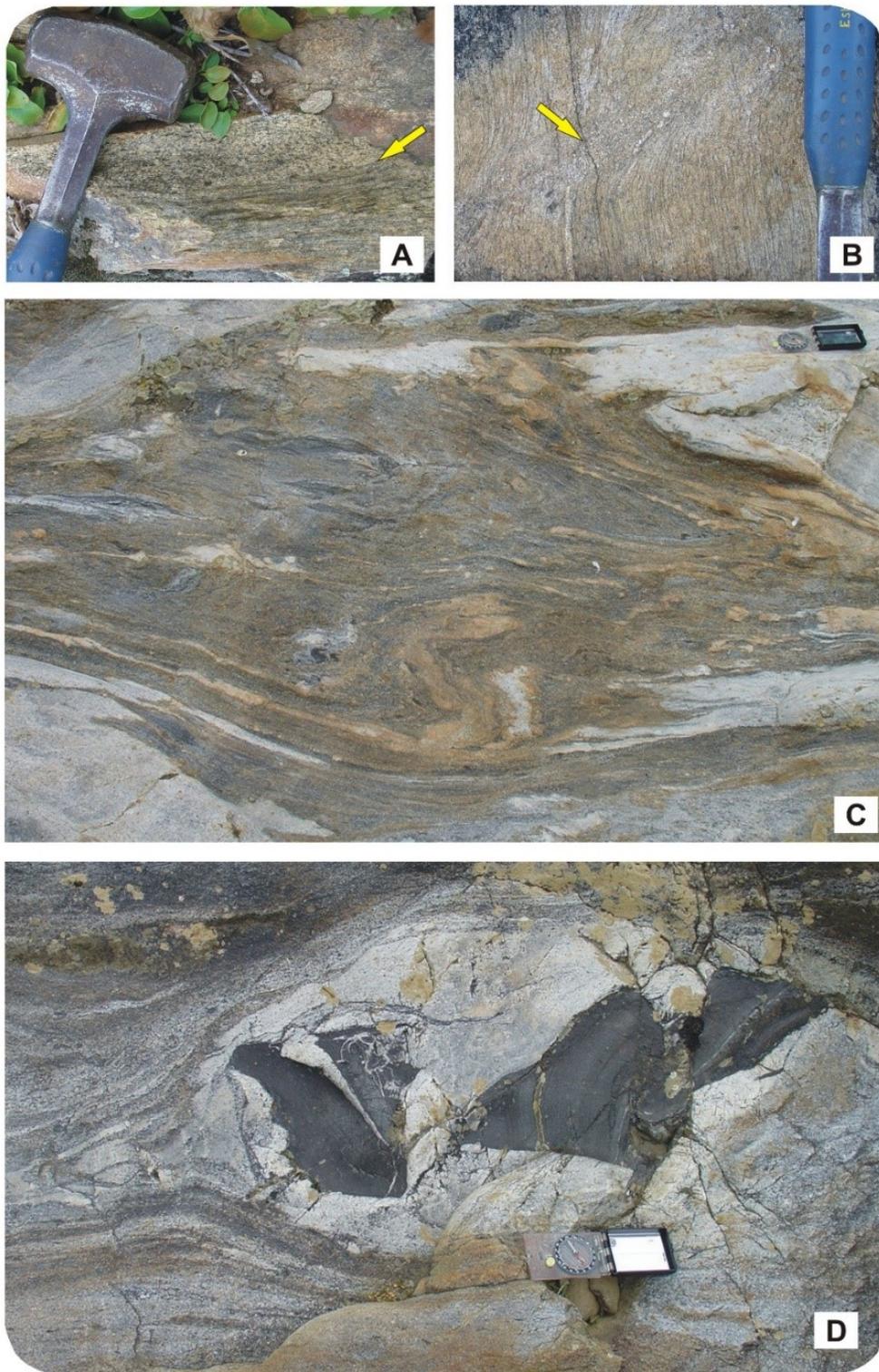


Figura 6

Afloramentos de rochas de alto-grau metamórfico: (A-B) gnaisse félsico com evidencia de fusão parcial que destrói a foliação gnáissica bem visível pela alternância de bandas félsicas e máficas (Valverde); nestes dois exemplos, a rocha metamórfica revela a transição entre um gnaisse e um migmatito, e por isso, pode classificar-se como um gnaisse migmatítico (C) migmatito com formação de bandas de neossoma que estão dobradas; (D) migmatito com encrave de melanossoma com fraturas preenchidas por injeções de leucogranito (Rio Almansor).

Assim sendo, o migmatito consiste em duas ou mais componentes litológicas, petrograficamente diferentes. Uma das componentes pode ter sido formada por fusão parcial, designando-se por neossoma, e pode incluir sub-componentes que estão geneticamente relacionadas entre si, designadas por leucossoma e por melanosoma. A sub-componente parcialmente fundida que é leucocrática e constituída por quartzo e feldspato ou apenas feldspato, tem a designação de leucossoma (Figura 7). A sub-componente mesocrática ou melanocrática que é rica em minerais ferromagnesianos (biotite, granada, cordierite, piroxena, anfibola) designa-se por melanosoma (Figura 7).

Componentes dos Migmatitos

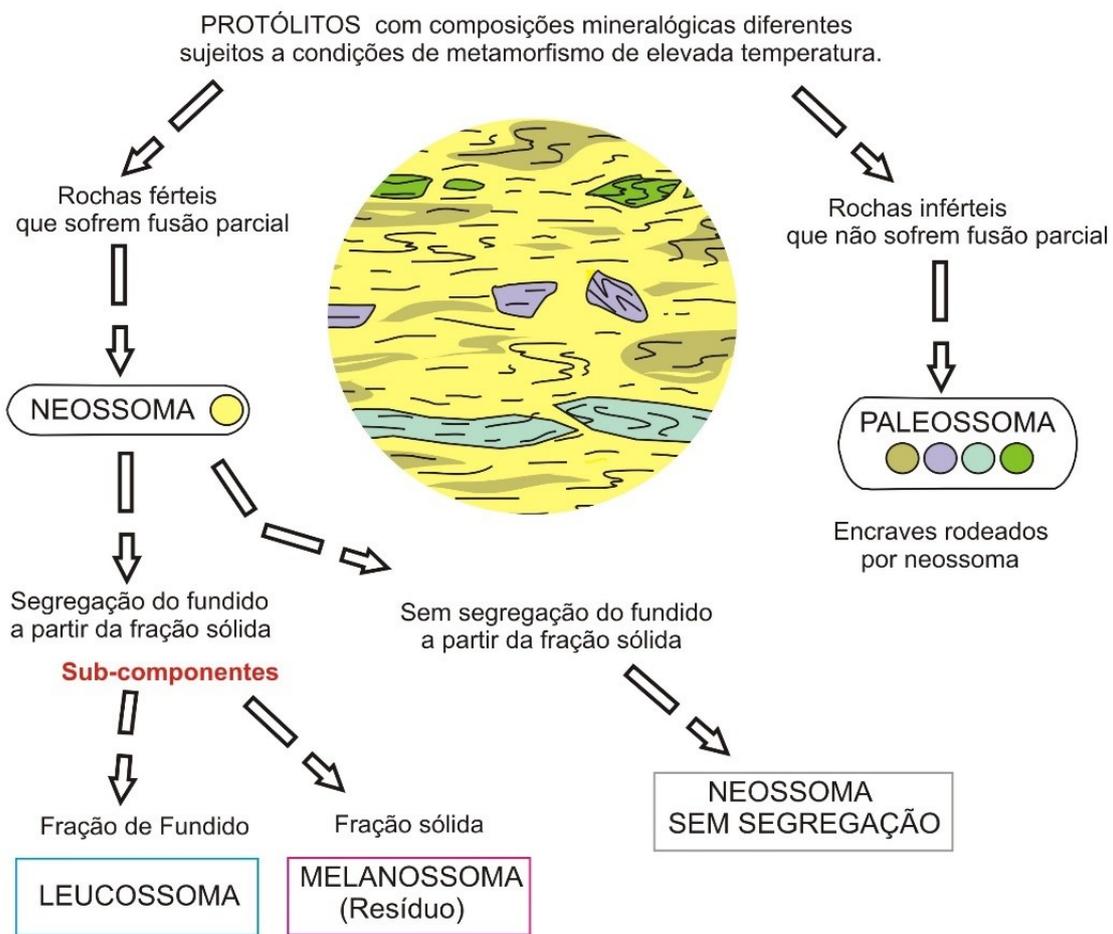


Figura 7

Diagrama ilustrativo das diferentes componentes de um migmatito de acordo com a classificação de primeira ordem. A legenda é a mesma da Figura 5.

A fração sólida que resta após a fusão parcial e que resulta da extração de parte ou da totalidade da fração fundida representa o melanosoma. O melanosoma é também designado por resíduo mas nem sempre é rico em minerais máficos, podendo ser

leucocrata. Existem casos, em que o neossoma pode não sofrer segregação metamórfica não se individualizando o leucossoma do melanossoma (Figura 7).

A classificação de primeira ordem dos migmatitos em função da sua morfologia inclui dois tipos principais: os metatexitos e os diatexitos. Nesta classificação os migmatitos que são dominados pela presença de paleossoma, pressupondo um menor grau de fusão parcial, designam-se por metatexitos. Por outro lado, os migmatitos onde predomina o leucossoma, e que evidenciam um maior grau de fusão parcial (fusão quase completa), são classificados como diatexitos (Figura 8).

Existem diferentes tipos de migmatitos de acordo com as suas características morfológicas de segunda ordem, i.e., de acordo com as suas características texturais e estruturais, que variam em função da fração de fundido e da intensidade da deformação sin-anatexia: migmatitos em bandas ou estromáticos (“stromatic”), migmatitos com estruturas em rede (“net”), migmatitos com estruturas dilatacionais (“dilatatant”), migmatitos com estruturas em manchas (“patchy”), migmatitos nebulíticos (“nebulitic”), migmatitos com encraves (“schollen” ou “raft”) e migmatitos com agregados de minerais máficos com orientação preferencial (“schlieren”).

Um metatexito em bandas ou com estrutura estromática é típico de zonas de cisalhamento com deformação sin-anatexia intensa e onde a fração de fundido ainda não é dominante. Neste tipo de migmatito o neossoma (leucossoma e melanossoma), ou apenas o leucossoma, ocorre em domínios paralelos contínuos e preferencialmente orientados segundo o bandado composicional (que pode representar o vestígio da estratificação original ou xistosidade) definindo a foliação migmatítica. O metatexito com estrutura em rede apresenta o neossoma, ou mais comumente o leucossoma, na forma de veios leucocráticos concordantes e discordantes da foliação migmatítica que constituem um padrão intricado (geralmente segundo duas direções sistemáticas dominantes) a envolver o paleossoma (ou resíduo).

O metatexito com estrutura em manchas (“patchy”) é comum quando a deformação está ausente. Neste tipo de migmatito que geralmente representa os estádios iniciais da fusão parcial, o neossoma ocorre *in situ* na forma de pequenas e discretas manchas que, em alguns casos, podem ter padrões irregulares. O migmatito com estrutura nebulítica pode representar um metatexito e/ou um diatexito em que o neossoma é difícil de diferenciar do paleossoma porque apresenta contactos irregulares e difusos.

Como referido anteriormente, o paleossoma é a componente de um migmatito que não foi praticamente afetada pela fusão parcial, e que preserva a textura (geralmente apresenta um ligeiro aumento da granularidade devido ao grau de recristalização) e a estrutura pré-anatexia (bandado composicional, foliação e dobras). O paleossoma existe porque a sua composição mineralógica permitiu que quase não sofresse fusão parcial e não se transformasse em neossoma.

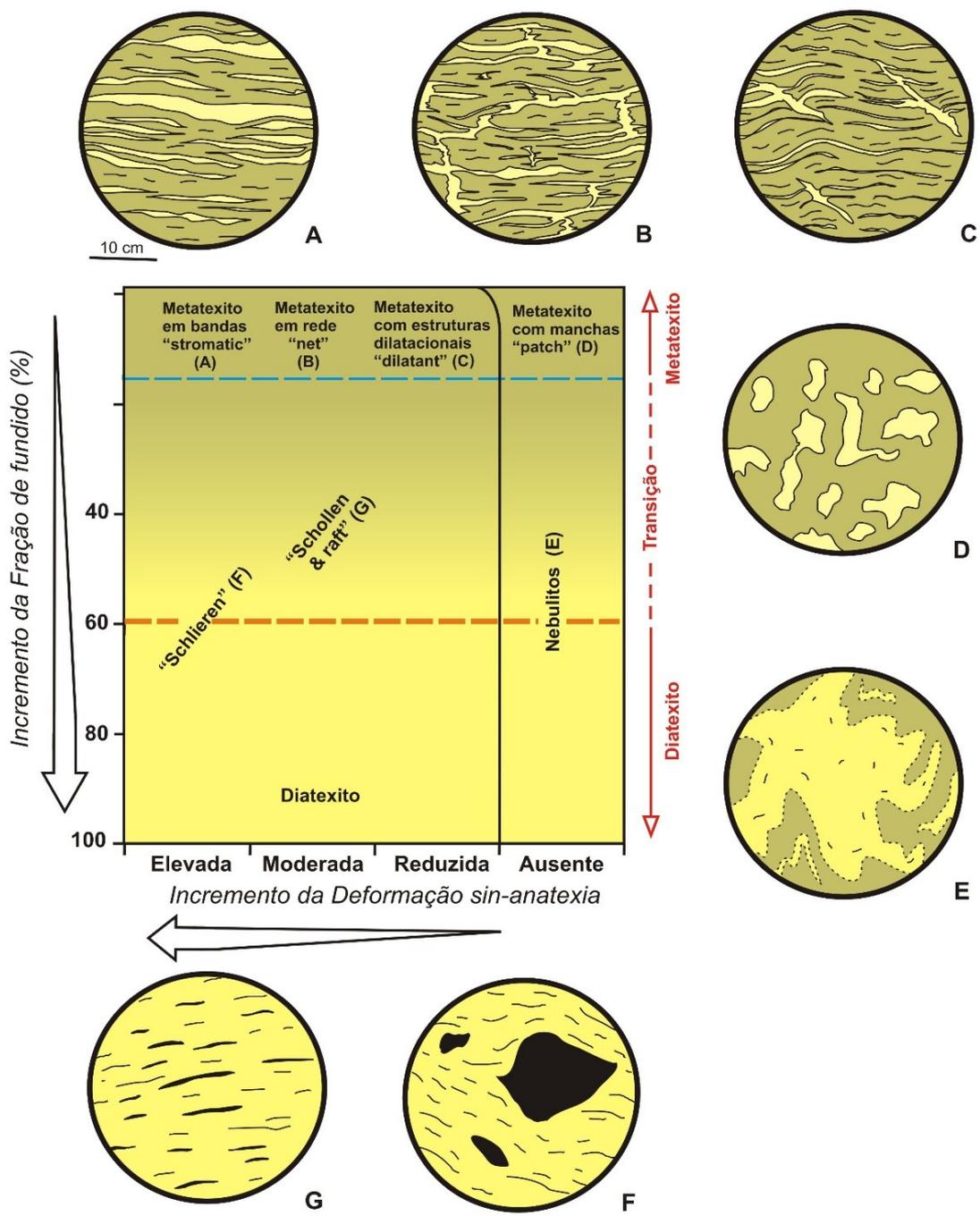


Figura 8

Classificação de segunda ordem dos migmatitos em metatexitos e diatexitos considerando o volume da fração de fundido. Representação esquemática dos diferentes tipos de migmatitos de acordo com variações na textura e estrutura em função da fração de fundido e da intensidade da deformação sin-anatexia. As estruturas A-F estão descritas na tabela.

Nos diatexitos, onde a fração de fundido já é significativa, é possível encontrar com frequência fragmentos de paleossoma rodeados por neossoma, que no fundo representam encraves que são designados “schollen” ou “rafts”. Quando o paleossoma é representado por certas litologias que persistem inalteradas apesar da

intensidade da fusão parcial envolvente, assume a designação de “resister”. Os “resister” são geralmente de composição calco-silicatada, quartzítica e anfibolítica, e igualmente constituem encraves ou “schollen” em diatexitos.

Os diatexitos podem apresentar uma estrutura em “schlieren” que representa agregados de minerais máficos com orientação preferencial, geralmente paralela ao fluxo sin-anatexia. Os “schlieren” são bandas pouco espessas e geralmente descontínuas, constituídas por um agregado de minerais máficos (biotite, silimanite, piroxena e também plagioclase). “Schlieren” formam-se durante as fases finais do fluxo sin-anatexia, próximo do limiar rígido de percolação, quando grande parte da fração de fundido que resta é expulsa, fazendo com que os minerais máficos se juntem, mas também podem ser interpretados como resíduo.

3. AS ROCHAS DO RIO ALMANSOR

O texto que constitui o capítulo 3 resume informação científica que foi publicada durante os últimos quinze anos pelo autor e colaboradores, sobre as rochas de alto-grau metamórfico da região de Évora e o seu enquadramento geológico regional: Pereira et al., 2007, 2008, 2009, 2012, 2013, 2015, 2020, 2022), Pereira e Lúcio (2007), Chichorro et al., (2008), Moita et al. (2009, 2015). Díez Fernández et al., (2017), Dias da Silva et al., (2018) e Rodríguez et al., (2021). Destaca-se também a informação disponibilizada na Carta Geológica de Portugal, à escala 1:50000, nas folhas 40-A (Évora), 35-D (Montemor-o-Novo) e 36-C (Arraiolos): Carvalhosa et al. (1969), Carvalhosa e Zbyszewski (1994) e Carvalhosa (1999).

3.1. MÉTODO DE ESTUDO

O leito do Rio Almansor, num troço localizado a cerca de 400 metros para noroeste da Ecopista (antiga linha de ferro) que o atravessa (perto da Quinta do Vale Paraíso; Latitude: 30°38'43.66"N; Longitude: 8°13'45.11"W) expõe rochas de alto-grau metamórfico e rochas plutónicas associadas. Este excelente afloramento com cerca de 140 metros de comprimento e 12 metros de largura reúne as condições ideais para estudar em detalhe os processos metamórficos, magmáticos e de deformação sin-anatexia que ocorreram a dezenas de quilómetros de profundidade na crosta continental.

Em 2004, o autor realizou uma campanha de cartografia geológica de detalhe, à escala 1:25, neste afloramento do Rio Almansor. Usando uma rede com quadrados de 1.5 x 1.5 metros foi cartografada um polígono com 105 metros de comprimento por 3.5 metros de largura que corresponde a uma área de 368 m² da margem sul deste curso de água (Figura 9).

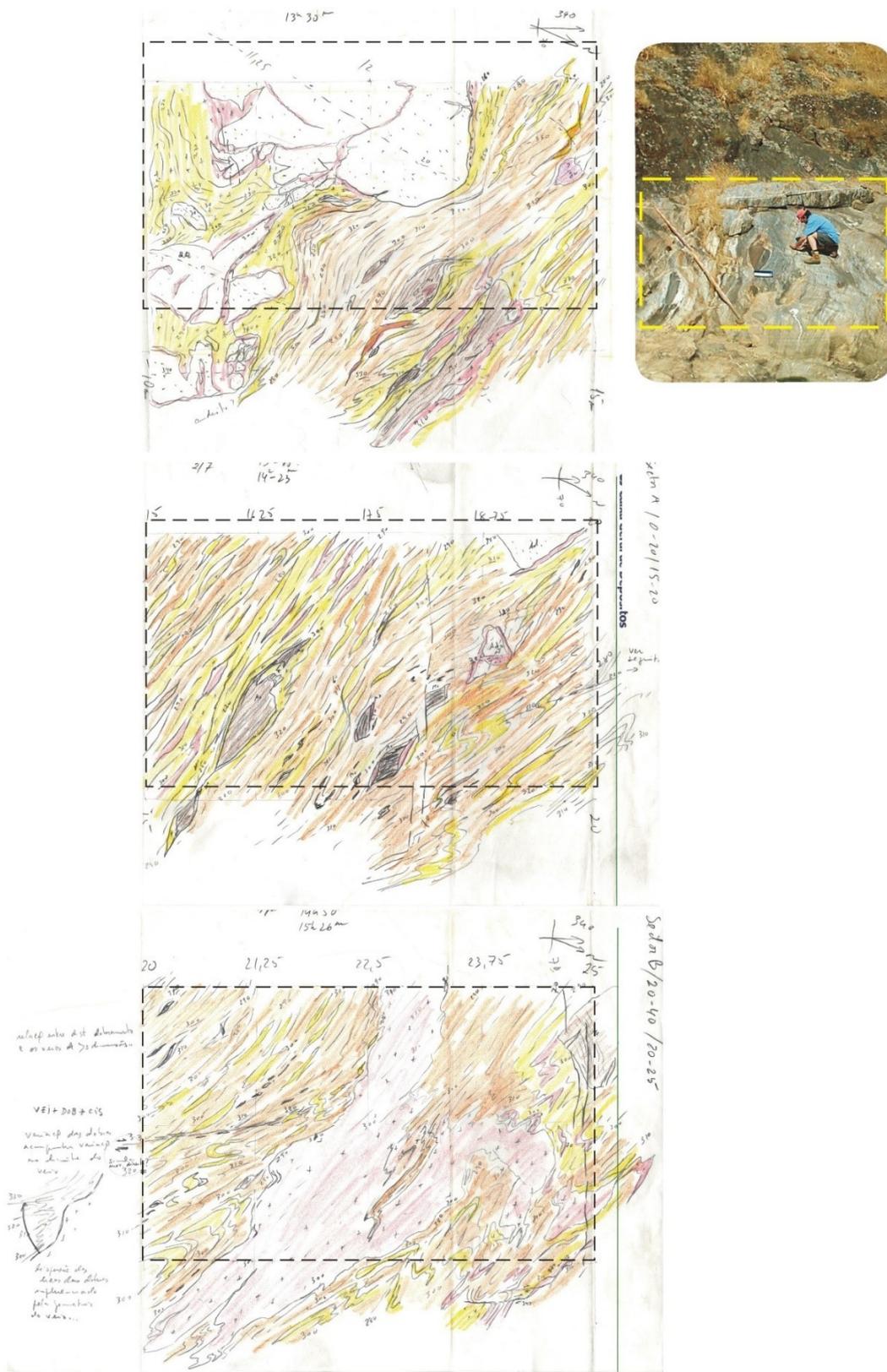


Figura 9
 Minutas de campo elaboradas durante a campanha de cartografia geológica de detalhe (escala 1:25) que foi realizada em 2004 nas rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor. Legenda do mapa: traços a preto- foliação migmatítica; laranja- diatexito; amarelo e rosa- rochas graníticas (inclui o leucossoma); branco com ponteados- dique de andesito; castanho- "schollen".

As principais unidades cartografáveis correspondem a bandas de diatexitos foliados, de granodioritos-tonalitos pouco foliados, de leucogranitos e diques de andesito. A foliação migmatítica dos diatexitos é assinalada pela orientação preferencial de “schlieren” e de veios de leucossoma. Os diatexitos incluem “schollen” de diferentes composições que incluem anfíbolito, metacherte negro, e metatexito em bandas e/ou paleossoma ricos em filossilicatos (biotite) e veios de leucossoma.

As minutas de campo demonstraram ser muito úteis para obter um pormenor assinalável das características das relações entre as diferentes unidades cartografáveis. Os dados de geologia estrutural permitiram interpretar o padrão cartográfico complexo que é o resultado da deformação dúctil sin-anatexia. A relação entre as diferentes estruturas foi analisada usando ferramentas estatísticas. A cartografia geológica de detalhe com a distribuição das diferentes litologias permitiu definir uma estratégia para selecionar alvos para amostragem. As amostras colhidas foram usadas para estudos complementares de petrografia ígnea e metamórfica, e de microtectónica (lâminas delgadas), de geoquímica e de isótopos dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total (amostra de rocha reduzida a pó).

Por fim, estudos de datação usando o método U-Pb em zircão magmático permitiram estimar a idade de cristalização das rochas plutónicas contemporâneas dos migmatitos. A separação da fração de minerais pesados de uma amostra de granodiorito-tonalito (frações granulométricas inferiores as 250 micra da rocha reduzida a pó) usando os métodos de separação gravítica e magnética, e posterior seleção à lupa binocular permitiu a obtenção de concentrados de zircão. Os grãos de zircão foram montados numa preparação de resina Epoxy, e depois polidos de modo a expor o seu interior. De seguida, foram obtidas imagens do interior dos grãos de zircão com um detetor de catodoluminescência acoplado a um microscópio eletrónico de varrimento para analisar a sua morfologia interna e selecionar os alvos para serem analisados no SHRIMP (“Sensitive high-resolution ion microprobe”).

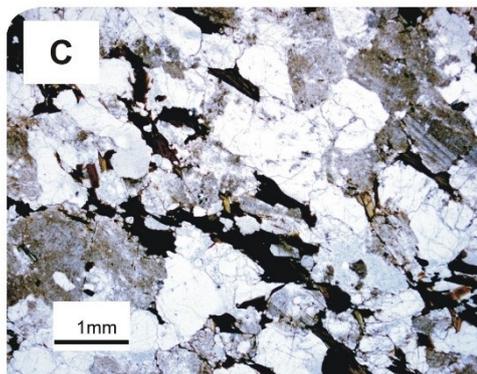
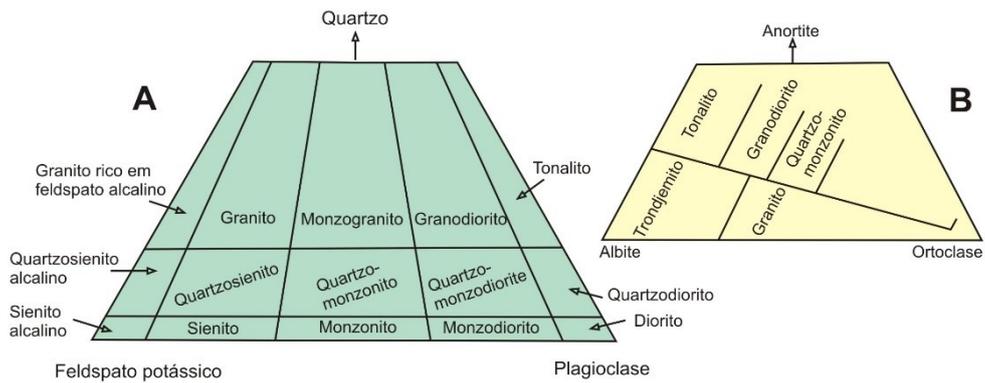
3.2. COMO E ONDE SE FORMARAM

A cartografia geológica desenvolvida no Rio Almansor permitiu examinar a interação que existe, no interior da crosta continental, entre as rochas plutónicas, as rochas migmatíticas e a deformação sin-anatexia que acompanha a formação de domas gnáissicos que são comuns em orogénos antigos com extensão litosférica. Os domas gnáissicos são tipicamente constituídos por um núcleo de rochas de alto-grau metamórfico (complexo gnaisso-migmatítico) que tem sobrepostas tectonicamente rochas metasedimentares e metaígneas que estiveram sujeitas a condições de metamorfismo relativamente mais baixo. O núcleo gnaisso-migmatítico e as unidades tectónicas suprajacentes estão separados por zonas de cisalhamento extensionais.

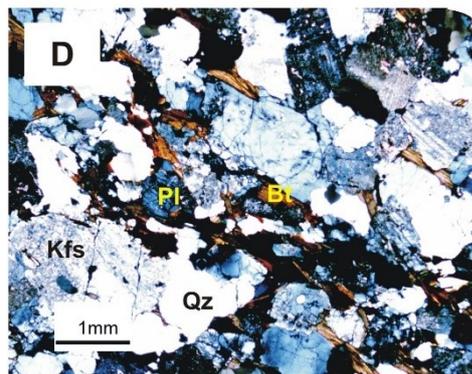
3.2.1. A ORIGEM DAS ROCHAS MIGMATÍTIAS E PLUTÓNICAS

A petrografia revela as diferenças de composição entre os diatexitos, de cor acastanhada ou acinzentada, e as rochas graníticas. Os diatexitos que podem ser classificados, como tendo composições monzograníticas a quartzo-monzograníticas, são caracterizados pela maior ou menor quantidade de biotite associada a feldspato potássico (microclina pertítica), plagioclase, quartzo (Figura 10a). Zircão, moscovite, silimanite e cordierite são minerais acessórios. Os diatexitos são peraluminosos sugerindo que têm origem crustal, derivando provavelmente da fusão parcial de protólitos meta-pelíticos como indicam o elevado valor da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.712569; 0.711621) e o expressivo valor negativo de ϵNd_i (-9.3; -8.9). O diatexito tem uma foliação bem definida pelo alinhamento preferencial de biotite e feldspato em bandas de largura milimétrica a centimétrica, de “schlieren” rico em biotite, e de estruturas “schollen” alongadas. O diatexito apresenta microestruturas típicas de rochas metamórficas, mas também semelhantes à textura de rochas plutónicas. Estas rochas migmatíticas, de acordo com a associação mineral silimanite-cordierite formaram-se a elevadas temperaturas (~750-800°C) e baixas pressões (~5 kbar), à profundidade da ordem dos 20 km. A natureza brusca ou difusa e irregular dos contatos entre os migmatitos e as rochas plutónicas, que por vezes estão afetados pela deformação sin-anatexia, indicam que resultaram de processos orogénicos simultâneos.

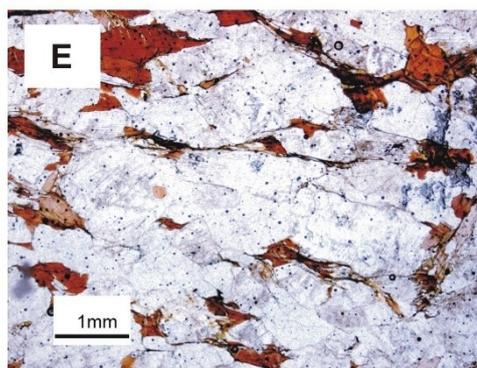
As rochas plutónicas que estão expostas no Rio Almansor são de natureza calcoalcalina e podem ser classificadas como quartzo-monzogranito e granodiorito-tonalito e trondjemito (Figura 10). Os quartzo-monzogranitos e granodiorito-tonalitos acinzentados apresentam cristais de biotite uniformemente distribuídos e moderadamente a pouco orientados ao longo dos limites dos grãos de quartzo e feldspato (Figura 10b). A foliação magmática está bem definida a fracamente definida no quartzo-monzogranito que tem uma composição mineral semelhante ao diatexito mas apresenta menor quantidade de biotite. O granodiorito é composto por plagioclase, quartzo e feldspato potássico, e mostra uma foliação magmática fraca, marcada pelo alinhamento preferencial da biotite (5-15%). Estas rochas plutónicas pouco deformadas são ligeiramente peraluminosas e metaluminosas, e apresentam padrões de terras raras diferentes dos que caracterizam os diatexitos, sugerindo que não derivam simplesmente da fusão parcial de protólitos sedimentares. O valor relativamente mais reduzido da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.707321; 0.707184) e o valor negativo de ϵNd_i (-3.9; -5.5) dos granodioritos, comparativamente com o registado para os diatexitos, parece demonstrar que estas rochas plutónicas podem ter sido originadas através da mistura de magmas de origem mantélica e magmas crustais. O trondjemito contacta directamente com os diatexitos e com os granodiorito-tonalitos, e é principalmente composto de plagioclase e quartzo, e biotite subordinada (inferior a 5%). Esta variedade extraordinariamente leucocrata apresenta uma composição transicional entre metaluminosa e peraluminosa e razões isotópicas similares à dos granodiorito-tonalitos, mas a sua origem é mais discutível. Estas rochas extremamente siliciosas talvez possam representar um estágio de diferenciação mais avançado do magma que deu origem aos granodiorito-tonalitos.



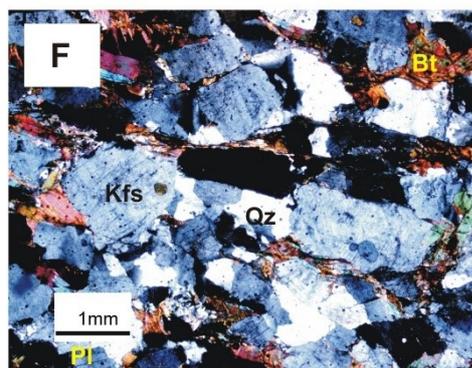
NP



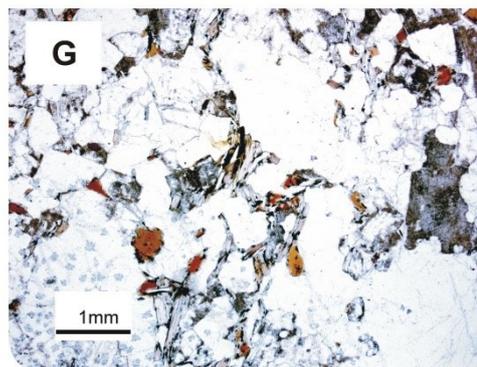
NC



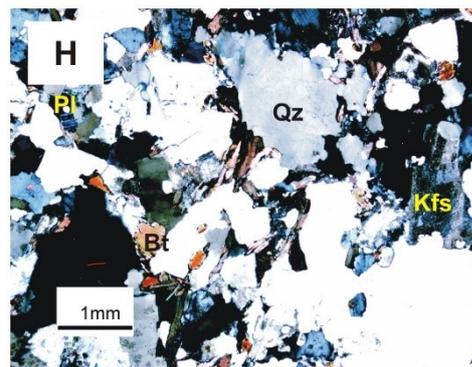
NP



NC



NP



NC

Figura 10

(A-B) Diagramas de classificação de rochas plutônicas. Fotografias de lâminas delgadas das rochas do Rio Almansor observadas ao microscópio petrográfico: (C-D) diatexitito; (E-F) granodiorito; (G-H) trondjemito. NP- nicóis paralelos; NC- nicóis cruzados. Abreviaturas: Pl- plagioclase, Qz- quartzo, Kfs- feldspato potássico, Bt- biotite.

3.2.2. A DEFORMAÇÃO SIN-ANATEXIA E A INSTALAÇÃO DE MAGMAS GRANÍTICOS

No Rio Almansor, o bandado composicional formou-se principalmente por injeção de um volume significativo de fundido e de magma nas rochas encaixantes diatexíticas (Figuras 11 e 12).

Durante a deformação dúctil os materiais graníticos deslocaram-se por fluxo laminar para estruturas dilatacionais concordantes e discordantes da foliação migmatítica. O dobramento e estiramento progressivo gerou dobras assimétricas, geometrias assimétricas e rotacionais em estruturas “schollen” ou em encaves de diatexitos em leucogranitos, que indicam que a zona de cisalhamento apresenta sentido de movimento esquerdo (sinistrógiro).

O bandado composicional que se observa no Rio Almansor resulta da alternância de bandas de diatexitos e de diques de rochas graníticas que são concordantes, sub-concordantes e discordantes. O bandado composicional está dobrado em vários comprimentos de onda e amplitudes. As dobras apresentam planos axiais com direção que se mantém uniforme N320-330° (Figuras 11 e 12).

As estruturas “schollen” representam encaves de anfibolitos, gnaisses e metachertes negros que resultaram de forte estiramento das bandas mais competentes que resistiram à fusão parcial. Igualmente surgem encaves de metatexito e de melanossoma que resultaram do estiramento e fragmentação do bandado composicional originado durante a segregação metamórfica. As estruturas “schollen” podem ter sido formados como resposta ao efeito de intensa boudinagem que desenvolveu estruturas “pinch-and-swell” e “boudins”. A assimetria da forma e das caudas das estruturas “schollen” permite a identificação de estruturas sigma- e delta compatíveis com movimento sinistrógiro (Figuras 11 e 12).

Por último, também ocorrem os diques de composição andesítica instalados nos diatexitos. Estes diques estão boudinados e fracturados em inúmeros fragmentos, por vezes sub-angulosos, que estão rodeados e injetados por leucogranitos (Figura 11).

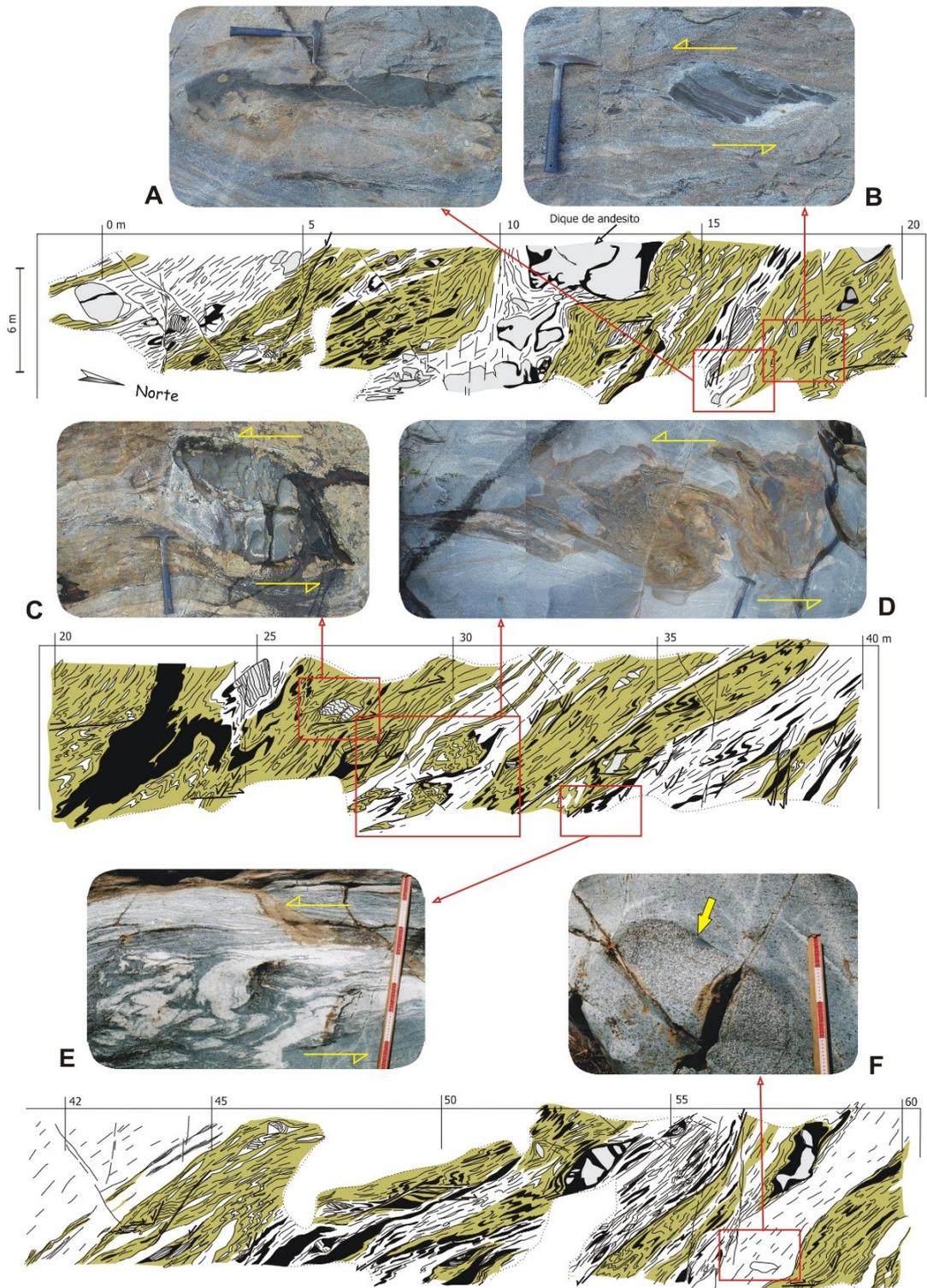


Figura 11

Esquema geral do afloramento do Rio Almansor (0-60 m). (A) “schollen” de melanossoma, de granularidade fina rico em anfíbola e biotite, que se encontra estirado e rodeado pelo diatexito; (B) “schollen” com bandado composicional interno e (C) “schollen” de anfíbolo, ambos com geometria sigmoidal e caudas preenchidas por leucogranito; (D) diatexito com bandado composicional sofreu estiramento, e posterior dobramento, que surge rodeado por granodiorito; (E) veio de trondjemito rodeado por granodiorito, intensamente cisalhado e dobrado; (B, C, D, e E) indicam movimento sinistrogiro; (F) Enclave de tonalito (seta amarela) tendo como hospedeiro um granodiorito.

A análise estatística das relações geométricas entre as diferentes estruturas e unidades cartografadas no Rio Almansor (diatexito, leucogranito, granodiorito-tonalito, leucossoma, schollen, dobras, zonas de cisalhamento) permitiu comprovar e quantificar adequadamente a variabilidade estrutural de processos orogénicos naturais complexos que ocorrem no interior da crosta continental. A associação entre o diatexito e as rochas granodioríticas-tonalíticas define o bandado composicional verticalizado que tem direção N290-315° e que é observado à escala quilométrica do doma gnáissico cartografado na região de Évora-Montemor-o-Novo (Figura 13a, b) ou à escala métrica no leito do Rio Almansor (Figuras 11, 12 e 13c).

Por outro lado, a deformação dúctil sin-anatexia parece ser a principal responsável pela complexidade estrutural do afloramento. A instalação das rochas graníticas nos diatexitos é assinalada em locais onde a foliação migmatítica sofre perturbações locais da sua orientação principal. Os diques e veios de rochas graníticas tendem a ser discordantes do bandado composicional. Estas intrusões instalaram-se em zonas de cisalhamento sinistróginas de direção N260°-285° e em superfícies dilatacionais (Figuras 11, 12d e 13c, d), ou a rodear e a preencher fraturas que afetam as estruturas “schollen” (Figura 12c).

Localmente observam-se zonas de cisalhamento com movimentação direita (dextrógiras) de orientação N340-355° (figuras 11, 12 e 13c). Os diques e veios de rochas graníticas (incluindo também o leucossoma) surgem a desenhar padrões de dobramento complexos (Figuras 11e) e que, em alguns casos, podem estar associados ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento conjugadas.

Os resultados da análise estatística também mostram que a frequência da largura e espaçamento dos diques e veios das rochas graníticas instaladas nos diatexitos são comparáveis com as distribuições estatísticas que caracterizam sistemas vulcânicos. A geometria fractal da distribuição dos diques e veios (largura centimétrica a métrica) de rochas graníticas que afloram no Rio Almansor é típica de uma densa rede de condutas, maioritariamente de reduzida largura, que favoreceram a circulação de fundido e de magma.

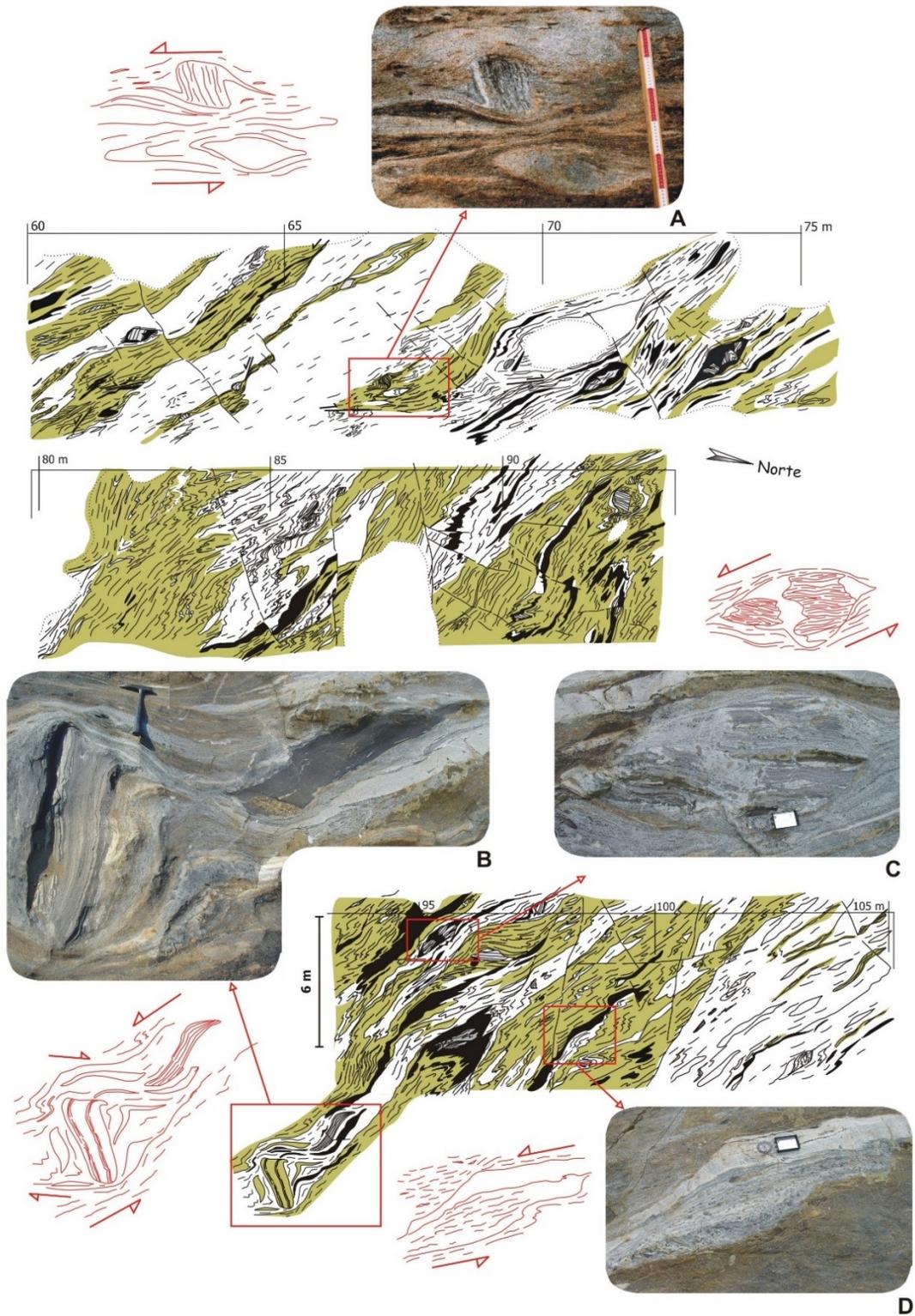


Figura 12
Esquema geral do afloramento do Rio Almansor (60-105 m). Estruturas rotacionais indicando movimento sinistrogiro predominante: (A) Enclave foliado com geometria em delta, no hospedeiro diatexitico; (B) dois enclaves de metatexito e de melanossoma rodeados pela foliação migmatitica; (C) enclave de metatexito com geometria sigmoidal envolvido pela foliação migmatitica; (D) dique de leucogranito instalado em superfície dilatacional desenvolvida em diatexitos.

O núcleo do doma gnáissico de Évora, localizado na Zona de Ossa-Morena entre Montemor-o-Novo e Évora (Figura 13) está representado pelo complexo gnaisso-migmatítico que inclui as rochas de alto-grau metamórfico e plutónicas observadas no Rio Almansor.

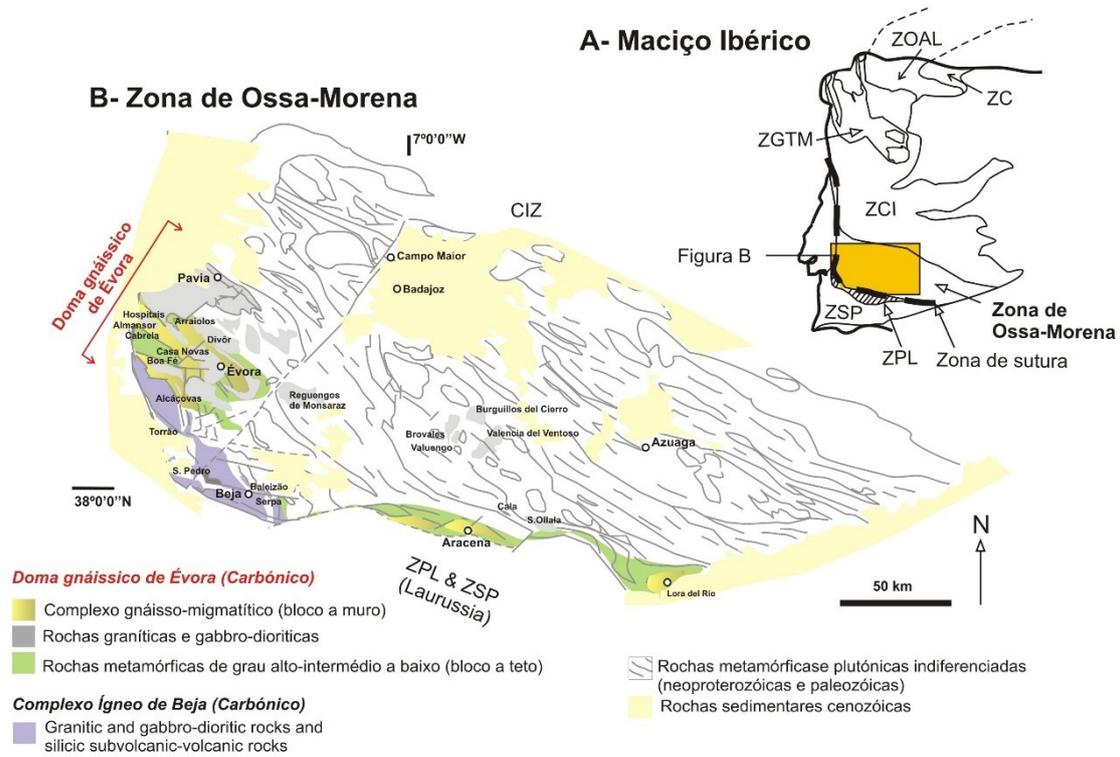


Figura 13

(A) Mapa ilustrando as principais unidades tectónicas do Maciço Ibérico: ZC- Zona Cantábrica, ZCI- Zona Centro-Ibérico, ZGTM- Zona de Galiza e Trás-os-Montes, ZOAL- Zona Oeste Asturion-Leonesa; ZPL- Zona do Pulo do Lobo, ZSP- Zona Sul Portuguesa; (B) Mapa geológico esquemático da Zona de Ossa-Morena onde se localiza o doma gnáissico de Évora.

As rochas de alto-grau metamórfico que representam o núcleo do doma estão separadas de rochas de mais baixo grau metamórfico através de zonas de cisalhamento extensionais. Os diatexitos do Rio Almansor representam o bloco a muro (“footwall”, geometricamente abaixo da zona de cisalhamento extensional) da zona de cisalhamento dúctil da Boa Fé (Figura 14a, b), que está a aumentar de volume e onde a deformação sin-anatexia não-coaxial é dominante (Figura 14c). A rede densa de condutas observada nos diatexitos contrasta com a ocorrência mais espaçada de diques de leucogranitos com maior largura que se instalaram em gnaisses e anfibolitos do bloco a teto (“hanging-wall”, geometricamente acima da zona de cisalhamento extensional) da zona de cisalhamento da Boa Fé. Estes diques de leucogranitos tem a particularidade de estarem associados a mineralização, que inclui a ocorrência de ouro na área de prospeção mineira de Casas Novas (Santiago do Escoural).

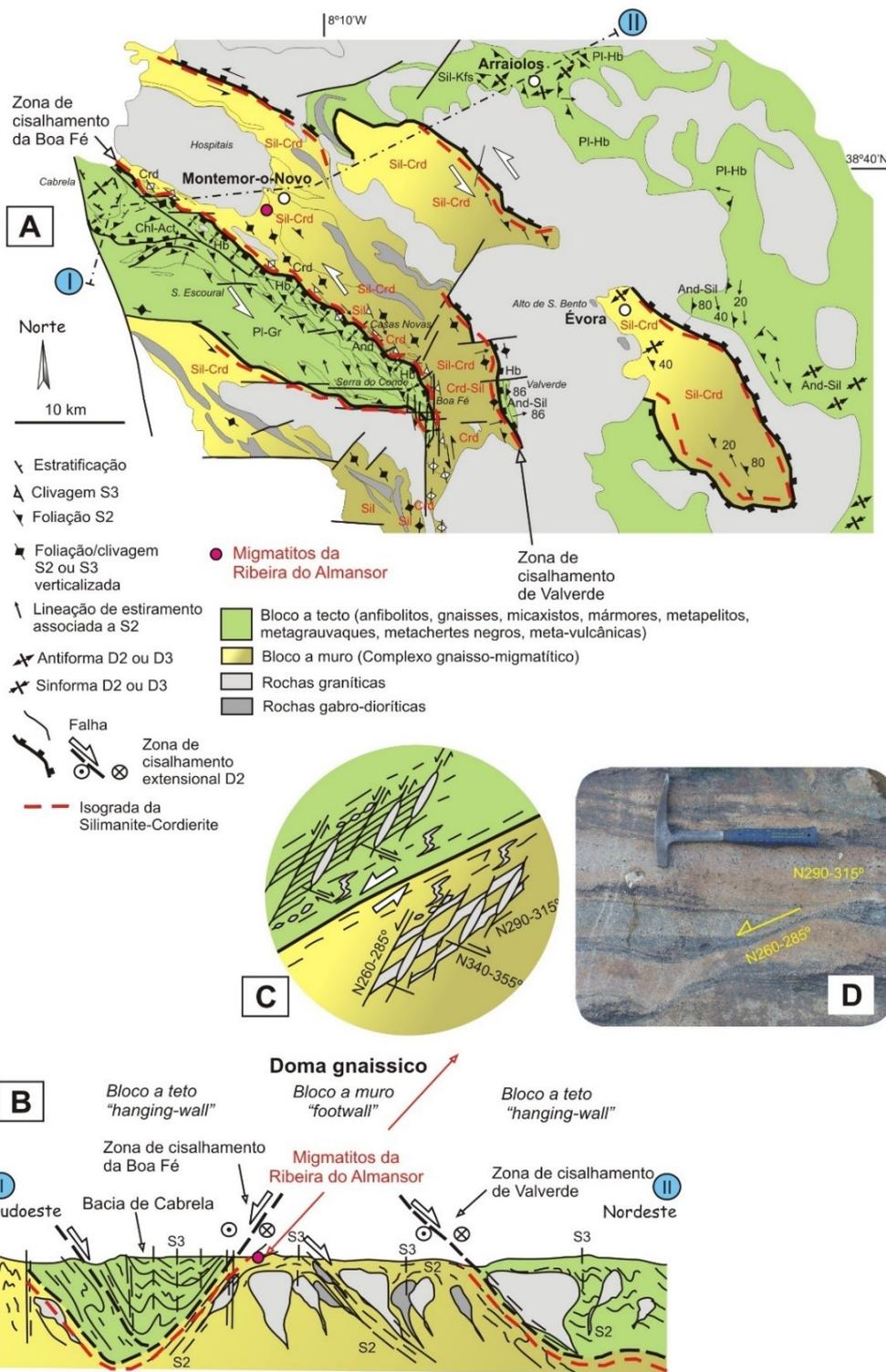


Figura 14
 (A) Mapa geológico simplificado do doma gnaíssiico da região de Évora – Montemor-o-Novo, com a localização do afloramento das rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor, e do corte geológico I-II; baseado na Carta Geológica de Portugal na escala 1:200,000, LNEG; (B) Corte geológico I-II ilustrativo da estrutura do doma gnaíssiico; (C) Esquema ilustrativo da zona de cisalhamento da Boa-Fé (círculo) assinalando a distribuição dos diques e veios de rochas graníticas no bloco a teto e a muro; (D) Rochas graníticas a preencher superfícies dilatacionais, obliquas relativamente ao bandado composicional, induzidas pelo movimento de zonas de cisalhamento locais (Rio Almansor).

A informação geológica que está gravada nos gnaisses de Casas Novas (a sudoeste de Montemor-o-Novo; Figuras 13 e 14) não só é importante para estudar as mineralizações aí descobertas, mas igualmente para compreender parte do processo de exumação dos migmatitos do Rio Almansor.

De facto, o estudo das associações de minerais metamórficos dos gnaisses de Casas Novas permitiu constatar que estas rochas evoluíram de condições de temperatura de cerca de 600-745 °C e de pressão de 4-5 kbar (~15-19 km de profundidade) para a temperatura de 400 °C e de pressão próxima de 2 kbar (~7 km de profundidade). O movimento ao longo da zona de cisalhamento da Boa Fé poderá ter favorecido o soerguimento dos migmatitos do bloco a muro ao longo de pelo menos 8 a 12 km no interior da crosta continental.

3.4. QUANDO E EM QUE CONTEXTO TECTÓNICO SE FORMARAM

A cartografia geológica realizada no Rio Almansor permitiu descrever em detalhe as diferentes relações entre as rochas plutónicas, as rochas migmatíticas, e a deformação sin-anatexia. Desta forma foi possível estabelecer a sequência temporal dos diferentes processos orogénicos (datação relativa). A idade precisa do magmatismo, da deformação, e do metamorfismo foi obtida através da aplicação de um método de datação absoluta (radiométrico).

A determinação da idade dos processos orogénicos observados no Rio Almansor revelou-se essencial para melhor enquadrar a sua evolução no contexto da história da Terra que é o único planeta conhecido onde a tectónica de placas está ativa.

3.4.1. A IDADE DOS PROCESSOS OROGÉNICOS

Uma amostra de granodiorito do Rio Almansor foi preparada para separação de concentrados de zircão. Os isótopos de U, Th e Pb de grãos de zircão foram medidos usando uma microssonda iónica de alta resolução (SHRIMP), depois de escolhidos os alvos recorrendo à análise da sua morfologia interna através de imagens de catodoluminescência.

O zircão ($ZrSiO_4$) cristaliza a partir de um magma saturado em zircónio. A composição do magma e a temperatura de cristalização podem controlar a evolução morfológica do zircão. A morfologia interna do zircão magmático ou metamórfico pode variar bastante, podendo ser caracterizado por ter padrões internos simples, correspondendo a um único evento de cristalização, ou complexa (compósita) resultante de mais de um evento de cristalização (Figura 14). Nos grãos de zircão

compósitos a idade mais antiga é obtida quando se analisa o seu núcleo (“core”), enquanto a idade mais recente é estimada a partir do crescimento mais recente que o rodeia (“overgrowth”). Se a idade do núcleo for bastante mais antiga que o novo crescimento de zircão que o envolve, podemos estar perante um núcleo de zircão herdado do protólito que resistiu ao processo de anatexia (desde que a temperatura não ultrapasse $\sim 840^{\circ}\text{C}$). O núcleo antigo do zircão compósito também pode ter sido extraído da rocha encaixante onde se instalou o magma. Noutras casos, a idade do núcleo do grão compósito representa um estágio precoce de cristalização do zircão que terá, passado pouco tempo, sido envolvido por um novo crescimento. O zircão que cresce durante o metamorfismo tende a formar crescimentos que por terem pouca largura são muitas vezes difíceis de analisar, dado o diâmetro do feixe laser que incide sobre o alvo.

Os grãos de zircão dos diatexitos e do granodiorito do Rio Almansor, bem como do granito anatético de Arraiolos, que está instalado no bloco a teto do complexo gnaisso-migmatítico, são essencialmente compósitos. No entanto, esta similitude é apenas morfológica, a nível interno, porque os dados de geocronologia U-Pb indicam importantes diferenças. A população de zircão do granito de Arraiolos, cuja geoquímica indica que derivou de um magma de origem crustal, tem um espectro de idades bastante mais alargado do que o granodiorito do Rio Almansor que derivou de um magma com influência mantélica.

A população de zircão do granito de Arraiolos é maioritariamente constituída por grãos compósitos. O grupo constituído pelos grãos sem núcleos herdados permitiu obter uma idade médias ponderada de 337 ± 4 Ma que aparenta ser a idade de cristalização desta rocha plutónica. O grupo mais representado de grãos compósitos incluem idades, obtidas maioritariamente em núcleos, distribuídas entre ca. 3.4 Ga (Arcáico) e ca. 502 Ma (Câmbrico), com um importante pico aos ca. 670-570 Ma (Neoproterozóico). A semelhança encontrada entre o espectro de idades herdadas do granito de Arraiolos e a população de idades de zircão dos paragneisses de Casas Novas (grãos precâmbricos) e dos ortogneisses do Escoural (grãos câmbricos) sugere que estas rochas plutónicas carbónicas possam ser o produto da fusão parcial da sequência stratigráfica observada na região.

As características geoquímicas do granito de Arraiolos e do paragneisse de Casas Novas que pertence ao Grupo da Série Negra (Ediacariano) também corrobora a afinidade que existe entre ambos. Nos paragneisses de Casas Novas foram analisados crescimentos de zircão que rodeiam os núcleos herdados e obteve-se uma idade média ponderada de 342 ± 3 Ma que é interpretada como a idade do metamorfismo e da deformação sob condições de elevada temperatura e baixa pressão.

No granodiorito do Rio Almansor a população de zircão inclui grãos compósitos cujos núcleos e novos crescimentos apresentam idades U-Pb entre ca. 348 Ma e 331 Ma (Carbónico inferior). Dois grupos de idade foram separados e obtidas as idades médias ponderadas que parecem indicar que estamos perante dois estádios de crescimento do zircão aos 344 ± 2 Ma e 336 ± 3 Ma, separadas por cerca de 8 milhões de anos. Esta rocha magmática não inclui grãos de zircão herdados (pré-Carbónicos),

provavelmente porque cristalizaram a partir de magmas com temperaturas bastante elevadas (“hot magmas”).

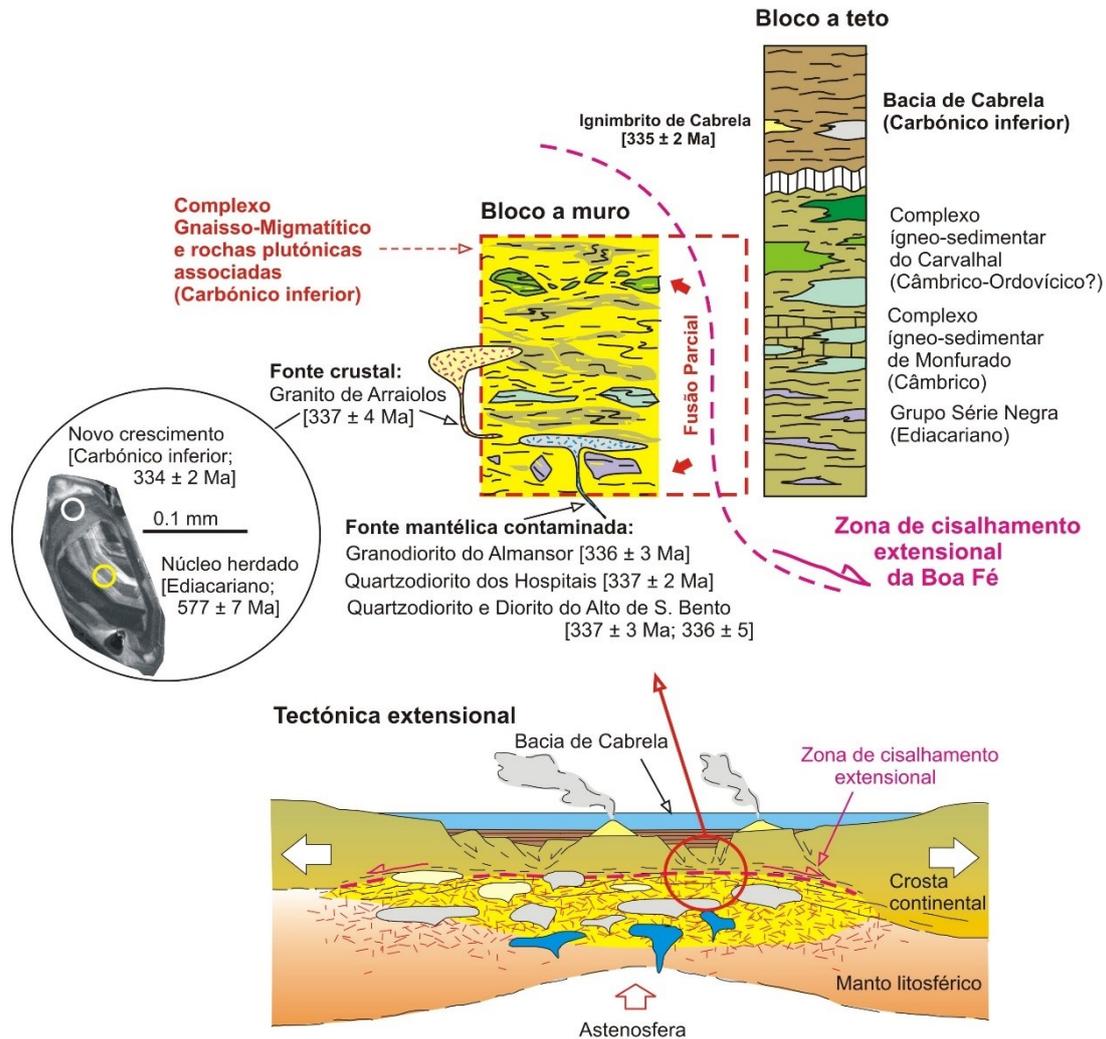


Figura 15

Geocronologia U-Pb em zircão das rochas plutónicas (bloco a muro; Complexo gnaíso-migmatítico) e vulcânicas (bloco a teto; Bacia de Cabrela), separadas pela zona de cisalhamento da Boa Fé, indicando uma ligação entre plutonismo e vulcanismo no Carbónico inferior. Imagem de catodoluminescência de um grão de zircão composto do granito de Arraiolos. As unidades estratigráficas anteriores à deposição da Bacia de Cabrela (bloco a teto) são transformadas, por efeito do metamorfismo de alto-grau e deformação dúctil associada, e constituem um complexo gnaíso-migmatítico (bloco a muro). A subida da astenosfera induziu o aumento da fusão parcial nas rochas que constituem o manto litosférico e a crosta continental. O aumento da temperatura provocou o incremento da fração de fundido diminuindo a viscosidade das rochas favorecendo a deformação dúctil e o fluxo magmático associado.

A idade do granodiorito do Rio Almansor e do granito de Arraiolos é semelhante à idade U-Pb que foi obtida em zircão das rochas quartzo-dioríticas que constituem o plutão dos Hospitais (337 ± 2 Ma; que aflora em Montemor-o-Novo), e do protólito de ortomigmatitos quartzo-dioríticos e dioríticos do Alto de São Bento (338 ± 3 Ma e 336 ± 5 Ma; Évora) (Figura 13 e 14). A composição química dos quartzo-dioritos e dos

gabros e dioritos associados, que é típica de rochas ígneas do tipo andino, permite assumir que, muito provavelmente, tiveram origem em magmas relacionados com fontes mantélicas com algum grau de contaminação crustal, tal como se verifica nas raízes dos arcos magmáticos continentais.

As idades obtidas para estas rochas plutónicas, permitiram concluir que os processos orogénicos registados no interior da crosta continental (magmático, metamórfico, e de deformação sin-anatexia) ocorreram no Carbónico inferior.

A idade do metamorfismo e da deformação dúctil foram ainda determinados aplicando outro método de datação absoluta (U-Pb e Ar-Ar) a gnaisses da Zona de Cisalhamento da Boa Fé (Figuras 14 e 15). O crescimento da biotite que define a foliação do paragneisse de Casas Novas foi datado aos 337 ± 3 Ma. Usando as idades metamórficas calculadas para o gnaisse de Casas Novas, é possível sugerir que estas rochas de alto grau metamórfico foram exumadas desde os 18,5-14,8 km de profundidade (quando cristalizou o zircão) até aos 7,4 km (quando cristalizou a biotite). Assim sendo, podemos admitir que de acordo com o mergulho médio da lineação de estiramento de 15° que assinala o movimento ao longo da zona de cisalhamento da Boa Fé, pressupõe um deslocamento vertical de 11,1 km. O movimento na crosta continental pode ser estimado para o intervalo de tempo ca. 341-337 Ma, indicando uma taxa de exumação de 2,8-4,2 mm/ano, ao longo do Carbónico inferior. As idades obtidas para estas rochas metamórficas permitiram concluir que deformação dúctil ocorreu no Carbónico inferior simultaneamente com o metamorfismo de alto grau e o plutonismo.

Enquanto o magmatismo, o metamorfismo e a deformação estavam ativos no interior da crosta continental, desenvolvia-se uma importante bacia sinorogénica (Bacia de Cabrela), presentemente localizada a cerca de 11 km, em linha reta, do afloramento de rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor (Figura 14). Na superfície terrestre, a acumulação de espessas sequências siliciclásticas marinhas (turbiditos) ocorria ao mesmo tempo que o vulcanismo era ativo no Carbónico inferior. A ligação entre o plutonismo e as erupções vulcânicas do Carbónico inferior foi provada através da datação absoluta. Usando o SHRIMP em zircão magmático de rochas vulcânicas da Bacia de Cabrela foi possível estimar a idade de 335 ± 2 Ma para o vulcanismo sin-deposicional (Figura 15).

3.4.2. EXTENSÃO CRUSTAL NA MARGEM ATIVA DO SUPERCONTINENTE PANGEIA

O modelo tectónico que atualmente é proposto para enquadrar a formação das rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor tem sido desenvolvido desde 2000, com o progressivo acumular de dados de trabalho de campo e laboratoriais

complementares (petrografia, geoquímica, química mineral, química isotópica e geocronologia).

As rochas metamórficas e ígneas que afloram hoje em dia na região de Évora e Montemor-o-Novo, no interior da Ibéria, e que distam 60 km da margem passiva atlântica do continente Euro-Asiático, formaram-se há cerca de 340 milhões de anos num ambiente tectónico bem diferente do atual.

No Carbónico Inferior encontrava-se em formação o supercontinente Pangeia (Figura 16a, b). Na sequência do fecho do Oceano Rheic, os continentes Laurússia e Gondwana colidiram para formar o orógeno Varisco-Apalachiano. Ao mesmo tempo, na região de Gondwana que não esteve envolvida na colisão continental com a Laurússia, desenvolveu-se uma margem continental ativa (Figura 16c).

Em consequência da hipotética subdução de litosfera oceânica do Oceano Paleotethys, formou-se um arco magmático continental e as bacias sinorogénicas associadas na margem de Gondwana (Figura 16c). Na “backarc” ocorreu uma importante extensão da litosfera continental. Este episódio de extensão intra-orogénica foi causado por diferenças nas taxas de movimento entre as placas convergentes, na inclinação da placa mergulhante, e na migração da fossa oceânica, que provocaram a ascensão da astenosfera. Esta anomalia térmica resultante da instalação de rochas plutónicas originadas a partir do manto astenosférico contaminado, terá desencadeado a fusão parcial do manto litosférico e da crosta continental favorecendo a deformação extensional e a formação de domos gnaíssicos. Neste contexto, tectónico a produção de magmas com origem em fontes crustais e mantélicas foi contemporâneo com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento extensionais, em profundidade, e de sistemas de horst e grabens controlados por falhas normais, que controlaram o preenchimento das bacias sinorogénicas. A subsidência flexural registada na backarc criou condições para a sedimentação marinha (turbidítica associada a instabilidade gravítica e à formação de olistostromas), e para o aparecimento de vulcanismo no Carbónico inferior (Figuras 15 e 16c).

A Terra é um planeta vivo que tem vindo a mudar constantemente desde a sua criação. A sua história e evolução está relacionada com os ciclos de acreção e fragmentação de supercontinentes, a subdução de litosfera oceânica e a formação de arcos magmáticos e de cadeias de montanha. O orógeno Varisco-Apalachiano e o supercontinente Pangeia são dois bons exemplos de que a Terra tem uma dinâmica impulsionada por células de convecção na astenosfera que transferem energia proveniente do interior do planeta. As rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor são um laboratório natural que proporciona condições ímpares para se estudar e compreender melhor como é que os magmas migram através das rochas parcialmente fundidas da crosta continental, e transferem massa e calor através da crosta continental, favorecendo o crescimento da litosfera.

Supercontinente Pangeia (Carbónico inferior)

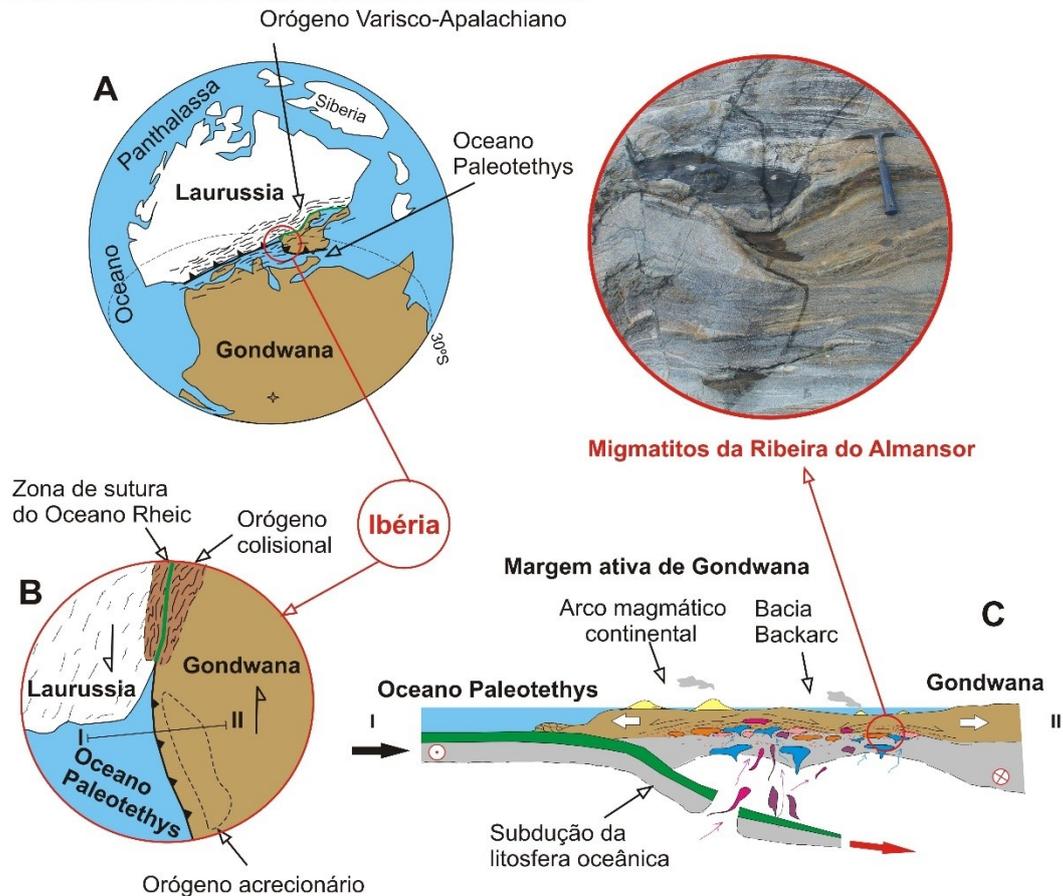


Figura 16

(A) Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Pangeia no Carbónico inferior com a localização da Ibéria na proximidade do orógeno Varisco-Apalachiano e da margem ativa de Gondwana; (B) detalhe de (A); (C) Esquema ilustrativo do modelo tectónico proposto para a formação rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor no contexto de uma bacia Backarc.

4. PATRIMÓNIO GEOLÓGICO A PRESERVAR

O afloramento de migmatitos e rochas plutónicas do Rio Almansor (Montemor-o-Novo) faz parte do património natural da região do Alentejo que deve ser divulgado e preservado para salvaguardar o benefício das gerações presentes e futuras. A geodiversidade que foi sendo reconhecida em inúmeros estudos científicos desenvolvidos nas últimas décadas no concelho de Montemor-o-Novo, tem enorme potencial para a promoção e reconhecimento de sítios de inegável interesse geológico, de que é exemplo o geossítio da Gruta do Escoural localizada em mármorees que ocorrem perto de Santiago do Escoural (Brilha e Pereira, 2011).

O afloramento do Rio Almansor com excelentes condições para a observação das relações entre rochas de alto-grau metamórfico e plutônicas, considerando a diversidade das suas texturas, estruturas e composições mineralógicas e químicas, tem sido alvo de inúmeras visitas de carácter científico e pedagógico. Destaca-se o ano de 2006 em que este afloramento, pelo seu excepcional interesse geológico do ponto de vista científico, constituiu uma das paragens de uma visita de estudo integrada nas atividades do International Geological Correlation Programme- IGCP 497- The Rheic Ocean: Its Origin, Evolution and Correlatives, financiado pela International Union of Geological Sciences (IUGS)-UNESCO (Pereira e Quesada, 2006) (Figura 17).



Figura 17

Cartaz da visita de estudo que decorreu em Montemor-o-Novo em 2016 no âmbito do plano de atividades do projeto científico IGCP 497- The Rheic Ocean: Its Origin, Evolution and Correlatives, (IUGS-UNESCO), que incluiu uma paragem para observar e estudar as rochas migmatíticas e graníticas do Rio Almansor.

O conhecimento científico acumulado sobre os processos orogénicos que condicionaram a formação das rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor tem motivado a preparação e a realização de atividades de cartografia geológica (Figura 18), no âmbito de ensinos pós-graduados, sob orientação do autor desta publicação.



Figura 18

Curso de curta duração de cartografia geológica em rochas de alto-grau metamórfico e plutónicas, inserida nos conteúdos programáticos da unidade curricular de Cartografia de Zonas Orogénicas, do 2º ciclo em Geologia da Universidade de Évora (Complexo gnaisso-migmático da região de Évora – Montemor-o-Novo, Rio Almansor).

Iniciativas locais de divulgação e desenvolvimento com o tema do Património Geológico, têm sido preparadas e realizadas no Rio Almansor (Figura 19). A compilação do conhecimento científico até agora adquirido sobre as rochas do Rio Almansor e o seu enquadramento geológico será fundamental para o desenvolvimento e publicação de materiais educativos e de divulgação.



Figura 19

Cartaz da atividade de divulgação sobre o património geológico do Rio Almansor que foi realizada em abril de 2022 com o apoio do Município de Montemor-o-Novo.

Os investigadores e professores universitários que sejam divulgadores do conhecimento científico são atores fundamentais na preservação do património geológico (Brilha, 2005). A sua ação pode contribuir decisivamente para sensibilizar as autarquias e as populações para o património natural da sua região, ao alertar para a circunstância de que a sua preservação e divulgação poderá trazer-lhes benefícios culturais, sociais e económicos. Neste contexto, a presente publicação sobre as rochas de alto-grau metamórfico e plutónicas do Rio Almansor, pretende ser um instrumento de divulgação do conhecimento científico que sirva não só o propósito de transmitir às gerações presentes e futuras a riqueza da geodiversidade aqui oferecida, como também demonstrar que este afloramento reúne condições para ser classificado como geossítio e monumento natural.

As rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor são um importante arquivo da história da Terra. As relações entre estas rochas, formadas a dezenas de quilómetros de profundidade, refletem a atividade passada de processos orogénicos que caracterizaram a evolução da crosta continental no decorrer de um dos ciclos de fragmentação, dispersão e acreção dos mais recentes que fazem parte da história da Terra.

As rochas de alto-grau metamórfico e plutónicas do Rio Almansor são uma prova a preservar dos processos orogénicos que ocorreram há cerca de 335 milhões de anos (Carbónico Inferior) quando o supercontinente Pangeia se formou. Esta etapa de reconfiguração da paleogeografia e da distribuição das placas litosféricas no Paleozóico é fundamental para melhor se elucidar o modelo da Tectónica de Placas e contribuir para a compreensão da dinâmica do Sistema Terrestre. A deslocação das placas é muito lenta, considerando a escala de tempo humana, mas se considerarmos períodos de tempo na ordem dos milhões de anos, podemos constatar que o movimento das placas litosféricas controla a distribuição dos continentes e dos oceanos e explica a incrível formação de cadeias de montanhas. O excepcional afloramento de rochas migmatíticas e plutónicas do Rio Almansor representa uma janela que permite observar e estudar o interior de uma cadeia de montanhas antiga que é imperioso conservar. A implementação de boas práticas de utilização, proteção e gestão deste património geológico, aliadas ao aprofundar dos estudos científicos, poderá ser crucial para a valorização do seu potencial educativo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Best, M.G., (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*, Oxford Blackwell Science, 729p.

Brilha, J., (2005). Património Geológico e Geoconservação: A Conservação da Natureza na sua vertente geológica. *Palimage Editores*, 190p.

Brilha, J.; Pereira, P., (2011). Património Geológico: Geossítios a visitar em Portugal. *Viana & Dias, Lda*, Universidade do Minho, p.

Carvalhosa, A.B.; Galopim de Carvalho, A. M.; Matos Alves, C. A.; Pina, H. L., 1969, Carta Geológica de Portugal, Notícia explicativa da folha 40-A, Évora, escala 1:50,000, *Serviços Geológicos de Portugal*, 26p.

Carvalhosa, A., (1999). Carta Geológica de Portugal 1:50.000: Notícia explicativa da folha 36-C, Arraiolos, *Instituto Geológico e Mineiro*, 52p.

Carvalhosa, A.; Zbyszewski, G., (1994). Carta Geológica de Portugal 1:50.000: Notícia explicativa da folha 35-D, Montemor-o-Novo, *Instituto Geológico e Mineiro*, 86p.

Castro, A., (2015). Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas. *Paraninfo*, 260p.

Cawood, P.A.; Kröner, A. (2009). Earth Accretionary Systems in Space and Time. *The Geological Society, London Special Publications* 318, 415p., <https://doi.org/10.1144/SP318.1>.

Compton, R.R., (1985). *Geology in the Field*. John Wiley & Sons., 398p.

- Keppie, J.D., Hynes, A.J., (Eds.), Ancient Orogens and Modern Analogues, *The Geological Society of London Special Publication 327*, 215–237, <https://doi.org/10.1144/SP327.11>.
- Pereira, M.F.; Chichorro, M.; Silva, J.B.; Ordóñez-Casado, B.; Lee, J.K.W.; Williams, I.S., (2012), Early Carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia: Constraints derived from structural geology and U–Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology: *Tectonophysics*, 558–559, 28–44, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.020>.
- Pereira, M.F.; Chichorro, M.; Fernández, C.; Silva, J.B.; Matias, F.V., (2013). The role of strain localization in magma injection into a transtensional shear zone (Variscan belt, SW Iberia). *Journal of the Geological Society, London*, 170, 93–105, <https://doi.org/10.1144/jgs2012-008>.
- Pereira, M.F.; Chichorro, M.; Moita, P.; Santos, J.F.; Solá, A.M.R.; Williams, I.S.; Silva, J.B.; Armstrong, R.A., (2015). The multistage crystallization of zircon in calc-alkaline granitoids: U–Pb age constraints on the timing of Variscan tectonic activity in SW Iberia, *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1167–1183, <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1149-3>.
- Pereira, M.F.; Gama, C.; Dias da Silva, Í.; Silva, J.B.; Hofmann, M.; Linnemann, U.; Gärtner, A., (2020). Chronostratigraphic framework and provenance of the Ossa-Morena Zone Carboniferous basins (southwest Iberia), *Solid Earth*, 11, 4, 1291–1312, <https://doi.org/10.5194/se-11-1291-2020>.
- Pereira, M.F.; Fuenlabrada, J.M.; Rodríguez, C.; Castro, A., (2022), Changing Carboniferous Arc Magmatism in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Implications for the Variscan Belt. *Minerals*, 12, 597. <https://doi.org/10.3390/min12050597>.
- Rodríguez, C.; Pereira, M.F.; Castro, A.; Gutiérrez-Alonso, G.; Fernández, C., (2021), Variscan intracrustal recycling by melting of Carboniferous arc-like igneous protoliths (Évora Massif, Iberian Variscan belt): *Geological Society of America Bulletin*, <https://doi.org/10.1130/B361111.1>.
- Sawyer, E.W., Brown, M., (2008). Working with Migmatites. *Mineral Association of Canada, Short Course Series Volume 38*, 158p.
- Sawyer, E.W., (2008). Atlas of Migmatites. *The Canadian Mineralogist Special Publication*, p.371.
- Stanley, S.M.; Luczaj, J.A., (2015). Earth System History. *W.H. Freeman and Company*, 587p.