

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

Como já foi referido anteriormente, os trabalhos de Teixeira (1981) e de Gonçalves *et al* (1979), colocam toda a sequência da região de Abrantes no Neoproterozóico, enquanto, os trabalhos mais recentes (*e.g.* Romão *et al*, 2010) referem a ocorrência de uma sequência característica da transição Neoproterozóico-Câmbrico. A definição de diferentes unidades litostratigráficas, e a consequente reconstituição da sequência estratigráfica, são fundamentais para a análise e interpretação da estrutura existente na região de Abrantes.

Seguidamente será apresentada a coluna estratigráfica proposta para a região de Abrantes (fig. 7.1), tendo em conta os trabalhos agora realizados na região.

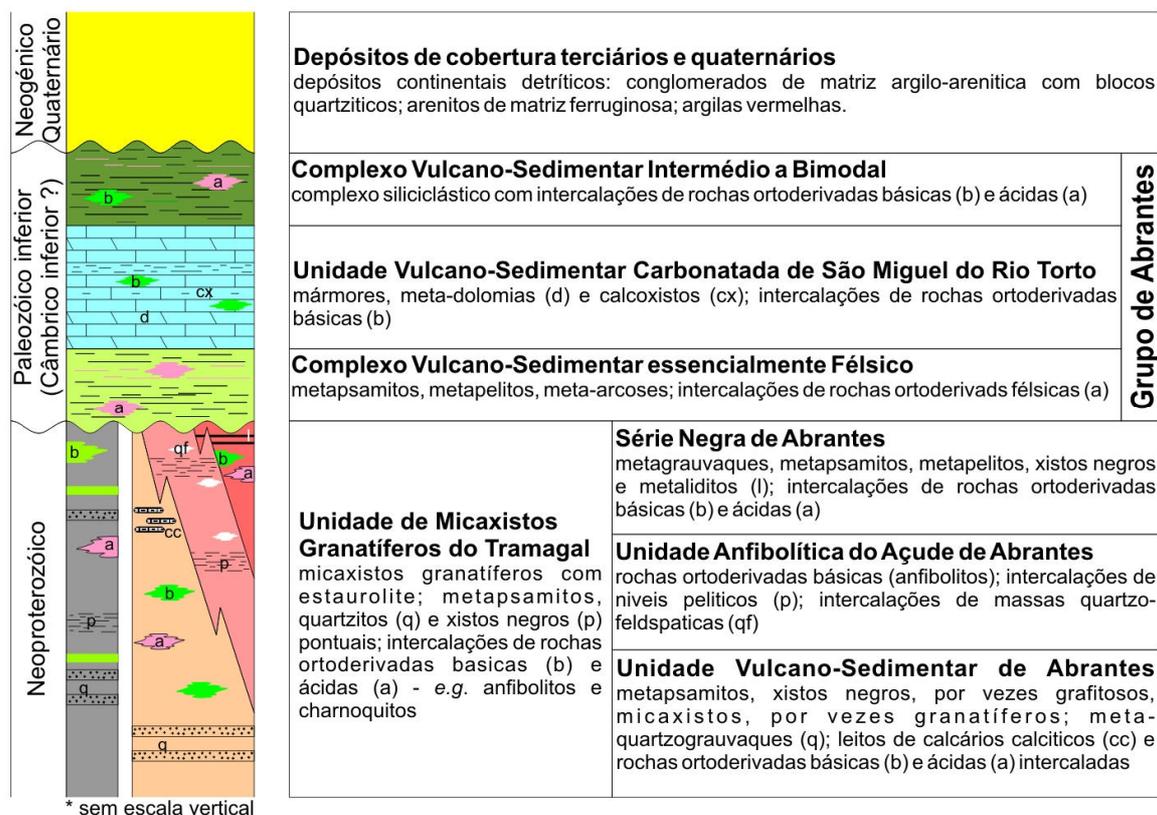


Fig. 7.1 – Coluna litostratigráfica proposta para a região de Abrantes.

Com base nos trabalhos agora realizados foi possível individualizar, litostratigraficamente, quatro diferentes unidades atribuídas ao Neoproterozóico, assim como três unidades de cariz

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

vulcano-sedimentar, que pelas suas características litostratigráficas correlacionáveis com a sucessão típica do Paleozóico inferior da Zona de Ossa-Morena (aqui designadas de Grupo de Abrantes, por correlação com a designação proposta por Conde, 1984; ver Carta Geológica de Abrantes em ANEXO A). Nos subcapítulos subsequentes será efectuada uma descrição detalhada de todas as unidades individualizadas nesta região.

7.1. Unidades atribuídas ao Neoproterozóico

7.1.1. Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes

A unidade em causa fica localizada no extremo Este das unidades Neoproterozóicas na região em estudo. Esta unidade vulcano-sedimentar é caracterizada pela presença de meta-quartzovazes de espessuras decamétricas, metapsamitos, xistos negros, por vezes grafitosos, micaxistos, por vezes granatíferos, calcários e anfibolitos. Não raramente surgem nesta unidade filonetes de quartzo leitoso de dimensões variáveis. Esta unidade apresenta uma componente pelítica claramente dominante.

Os micaxistos desta unidade apresentam uma granularidade muito fina, sendo constituídos por quartzo + biotite + granada ± minerais opacos (fig. 7.2). A matriz é constituída por quartzo + biotite ± minerais opacos. Os porfiroblastos de granada são resultantes do processo de blastese do protólito, durante o processo de metamorfismo e apresentam dimensões milimétricas a centimétricas.

No bordo Este desta unidade surgem frequentemente leitos milimétricos, atingindo por vezes dimensões centimétricas, de carbonatos intra-xistintentos, exibindo relações angulares claras com a xistosidade, podendo representar uma estrutura planar anterior. Os carbonatos podem também surgir disseminadamente no seio do material pelítico, podendo indicar um carácter calcosilicatado do protólito. Os carbonatos são na sua totalidade calcíticos (fig. 7.3 A e B), com características macroscópicas que os permitem distinguir dos carbonatos atribuídos ao Câmbrico. Os carbonatos aqui presentes apresentam-se na maioria dos casos completamente transpostos, em leitos milimétricos a centimétricos, ou contidos entre os planos de xistosidade S_1 . Par além do anteriormente referido, são claramente calcíticos, reagindo de forma intensa ao ácido, o que não acontece com os carbonatos Câmbricos, que são em geral mais dolomíticos. Os calcários do Câmbrico são em geral cristalinos, o que não acontece com os calcários aqui descritos.

No seio desta unidade surgem de forma lenticular rochas ortoderivadas diversas, com naturezas distintas (félsicas e básicas); estas encontram-se intraxistentas e acompanham a estrutura da região.

Uma das litologias ortoderivadas que surgem no seio desta unidade é uma rocha metavulcânica félsica com uma textura nodular (fig. 7.4 A), caracterizada pela presença de porfiroblastos (por vezes com forma elíptica) numa matriz de grão muito fino (fig. 7.4 A, B e C). A matriz de é

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

constituída por uma paragénese mineral de quartzo + feldspatos + biotite + minerais opacos ± moscovite. No seio desta matriz surgem porfiroblastos de granada e andaluzite de dimensões que atingem os 3 mm (fig. 7.4 B). Associada à granada surge anfíbola verde, assim como clorite e biotite (fig. 7.4 D). Estes últimos dois minerais surgem como resíduos da alteração da granada. A andaluzite apresenta uma forma prismática, encontrando-se alterada por clorite.

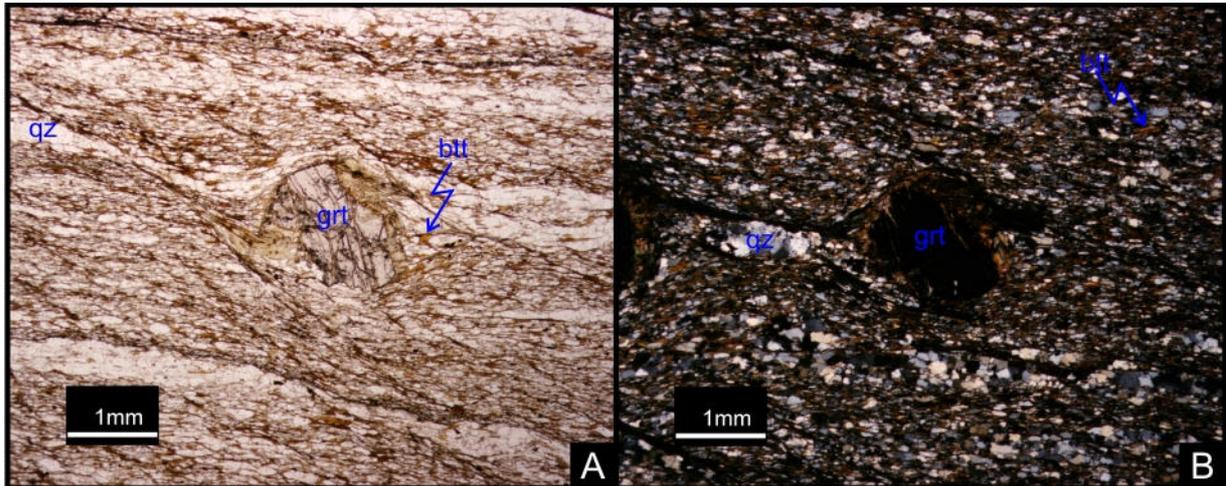


Fig. 7.2 – Micaxistos com granada de granularidade fina característicos da Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes, denotando o carácter porfiroblástico destes micaxistos, sendo estes porfiroblastos constituídos por granada: **A** – nicóis paralelos; **B** – nicóis cruzados. (qz – quartzo; grt – granada; btt – biotite).

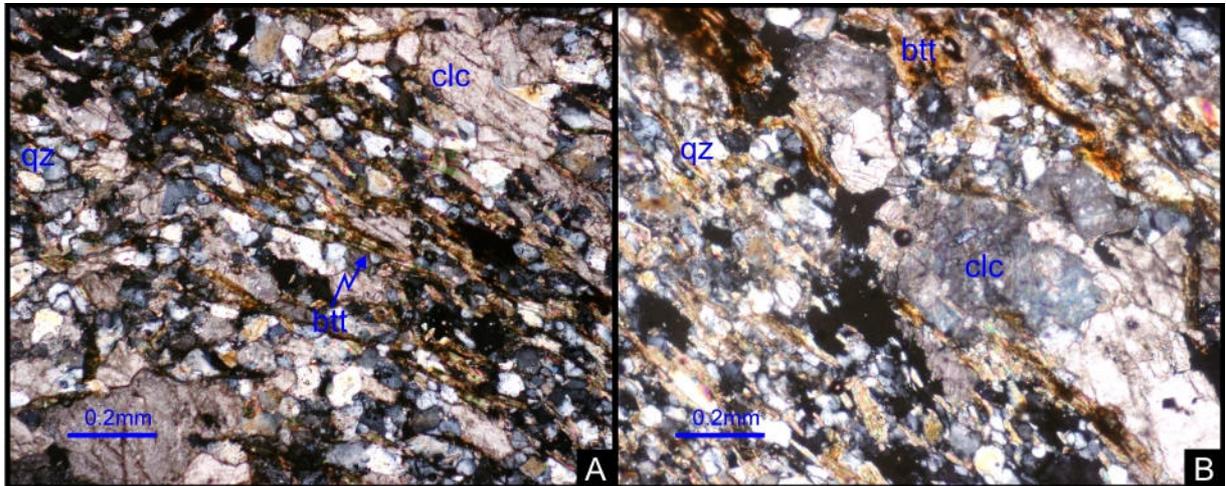


Fig. 7.3 – Níveis de micaxistos com calcite presentes na Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes (nicóis cruzados). **A** – presença de calcite dessiminada no seio dos micaxistos; **B** – com presença de carbonatos abundantes pontuais. (qz – quartzo; clc - calcite; btt – biotite).

Surgem também no interior desta unidade, sob a forma de boudins assimétricos, rochas ortoderivadas de granularidade muito fina, contendo porfiroclastos que atingem dimensões centimétricas. A matriz apresenta uma paragénese de anfíbola + plagioclase + minerais opacos. A rocha apresenta uma textura granonematoblástica, com um alinhamento claro das anfíbolas em níveis, que se encontram intercalados com níveis ricos em as plagioclases e os minerais opacos. Esta intercalação demarca uma foliação nítida.

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

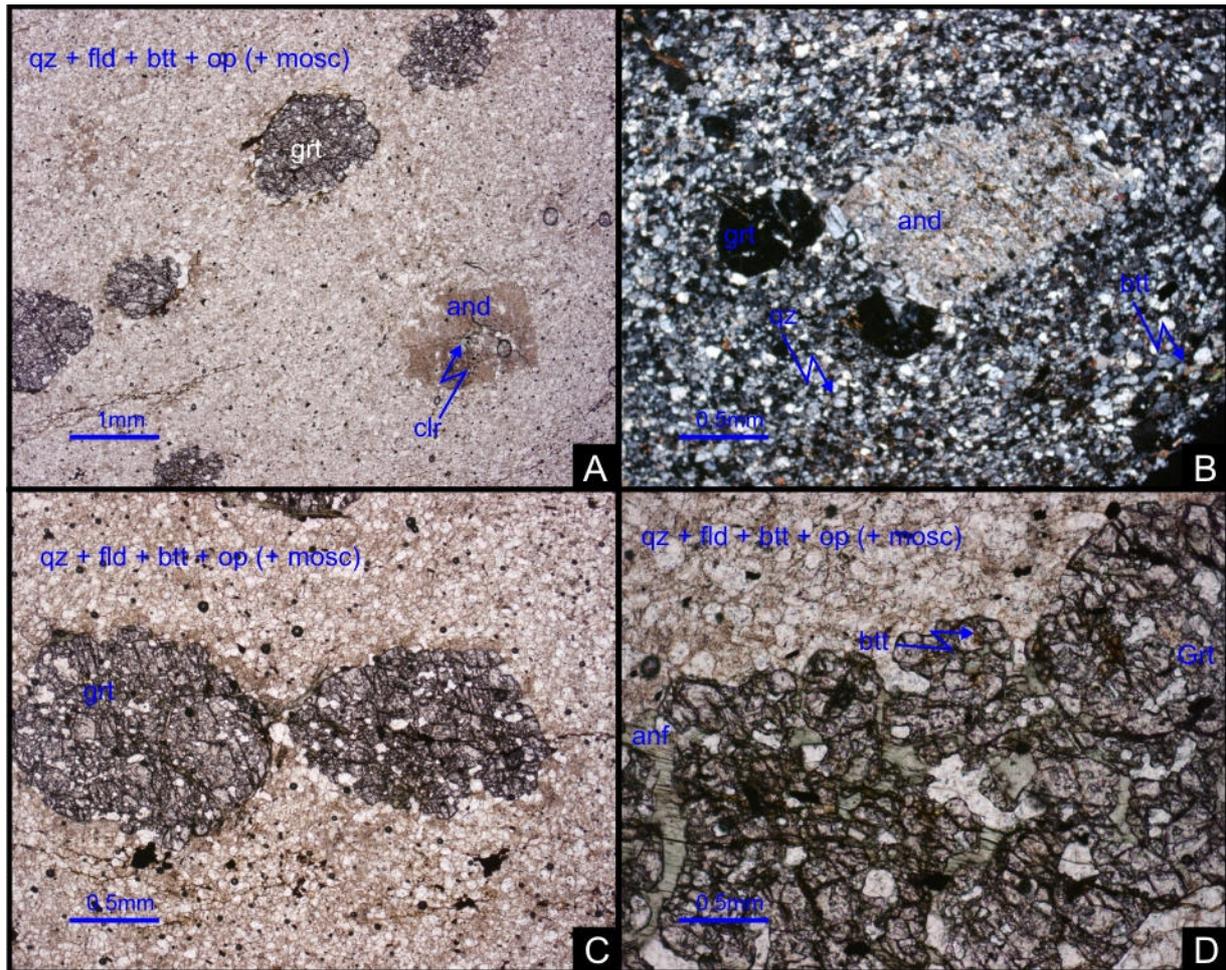


Fig. 7.4 – Características texturais e mineralógicas de uma rocha ortoderivada de grão fino presente sob a forma de um boudin no seio da Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes: **A** – textura nodular presente nesta rocha ortoderivada, com nódulos de granada no seio da matriz fina (nicóis paralelos); **B** – cristais de andaluzite e granada no seio da matriz de grão muito fino (nicóis cruzados); **C** – pormenor das granadas parcialmente corroídas no seio de uma matriz de grão muito fino (nicóis paralelos); **D** – pormenor de uma granada com anfíbola e biotite associada, este último resultante do processo de alteração da granada (nicóis paralelos). (and – andaluzite; grt – granada; clr – clorite; btt – biotite; qz – quartzo; op – minerais opacos; fld – feldspacto indiferenciado; mosc- moscovite; anf – anfíbola).

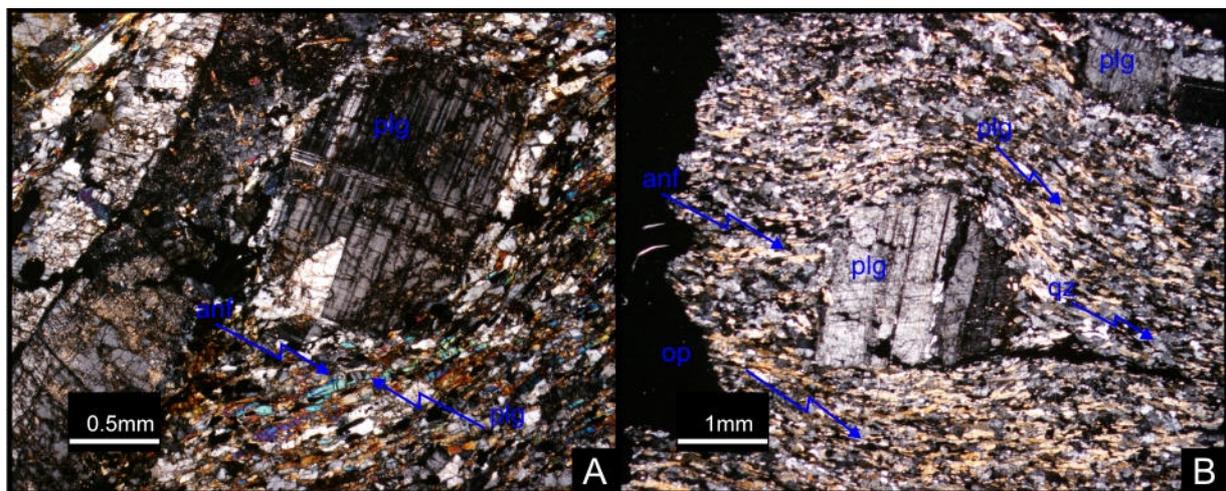


Fig. 7.5 – Rocha ortoderivada de natureza básica a intermédia presente na Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes (A e B nicóis cruzados): **A** – porfiroclasto de plagioclase (plg) rodeado por uma matriz de quartzo, feldspatos, anfíbola e minerais opacos; **B** – porfiroclasto de plagioclase (plg) contornado pela xistosidade evidenciada pelos cristais de anfíbola (anf), quartzo (qz), feldspatos e minerais opacos (op) constituintes da matriz.

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

7.1.2. Unidade Anfibolítica do Açude de Abrantes

Esta unidade é caracterizada por uma sequência vulcano-sedimentar, maioritariamente ortoderivada, na região em estudo. Aqui é possível pôr em evidência a presença de níveis pelíticos intercalados numa sequência ortoderivada de natureza básica. Esta unidade apresenta também uma grande quantidade de quartzo leitoso bastante deformado e interxistente, sob a forma de filonetes milimétricos a centimétricos.

Para além do anteriormente referido, é possível observar ainda pontualmente, corpos filonianos centimétricos a decimétricos mais ou menos lenticulares, intraxistentes, constituídos por massas quartzo-feldspáticas com micas de granularidade fina.

As rochas ortoderivadas características desta unidade apresentam uma mineralogia monótona, constituída por uma alternância de níveis anfibólicos, com níveis félsicos (fig. 7.6 B). Estas rochas ortoderivadas apresentam uma paragénese típica da fácies anfibolítica marcada pela presença de anfíbola (verde) + plagioclase + feldspatos + quartzo + minerais opacos \pm sericite (fig. 7.6), esta última alterando os feldspatos.

A mineralogia presente nestes anfibólitos permite-nos especular acerca do protólito dos mesmos. A abundância de plagioclase e anfíbola podem indicar uma origem magmática para as litologias em causa podendo o protólito ser um andesito (Wilson, 2010).

As rochas ortoderivadas apresentam textura nematoblástica fortemente orientada, caracterizada pelo alongamento dos cristais de anfíbola, a granonematoblástica (fig. 7.6 A, B e D). O quartzo exhibe frequentemente texturas poligonais (fig. 7.6 C). O metamorfismo presente nestas formações oblitera por completo as texturas anteriores (magmáticas e/ou metamórficas).

O quartzo apresenta extinção ondulante (fig. 7.6 C). É possível observar que o mesmo mineral, não raramente, apresenta limites pouco evidentes, com subgranulação (fig. 7.6 C). É possível observar também quartzo dinamicamente recristalizado.

No que respeita ao termo pelítico desta unidade, esta apresenta uma paragénese contituida essencialmente por quartzo + biotite \pm minerais opacos \pm feldspatos (fig. 7.7).

A rocha apresenta uma granularidade muito fina, constituída essencialmente por uma matriz quartzo-micácea, onde por vezes se detecta a presença de filonetes de quartzo deformados (fig. 7.7 A). Os níveis em causa exibem uma textura granolepidoblástica (fig. 7.7 B) com o quartzo mostrando texturas poligonais. Tal qual como nos níveis anfibolíticos o quartzo apresenta extinção ondulante.

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

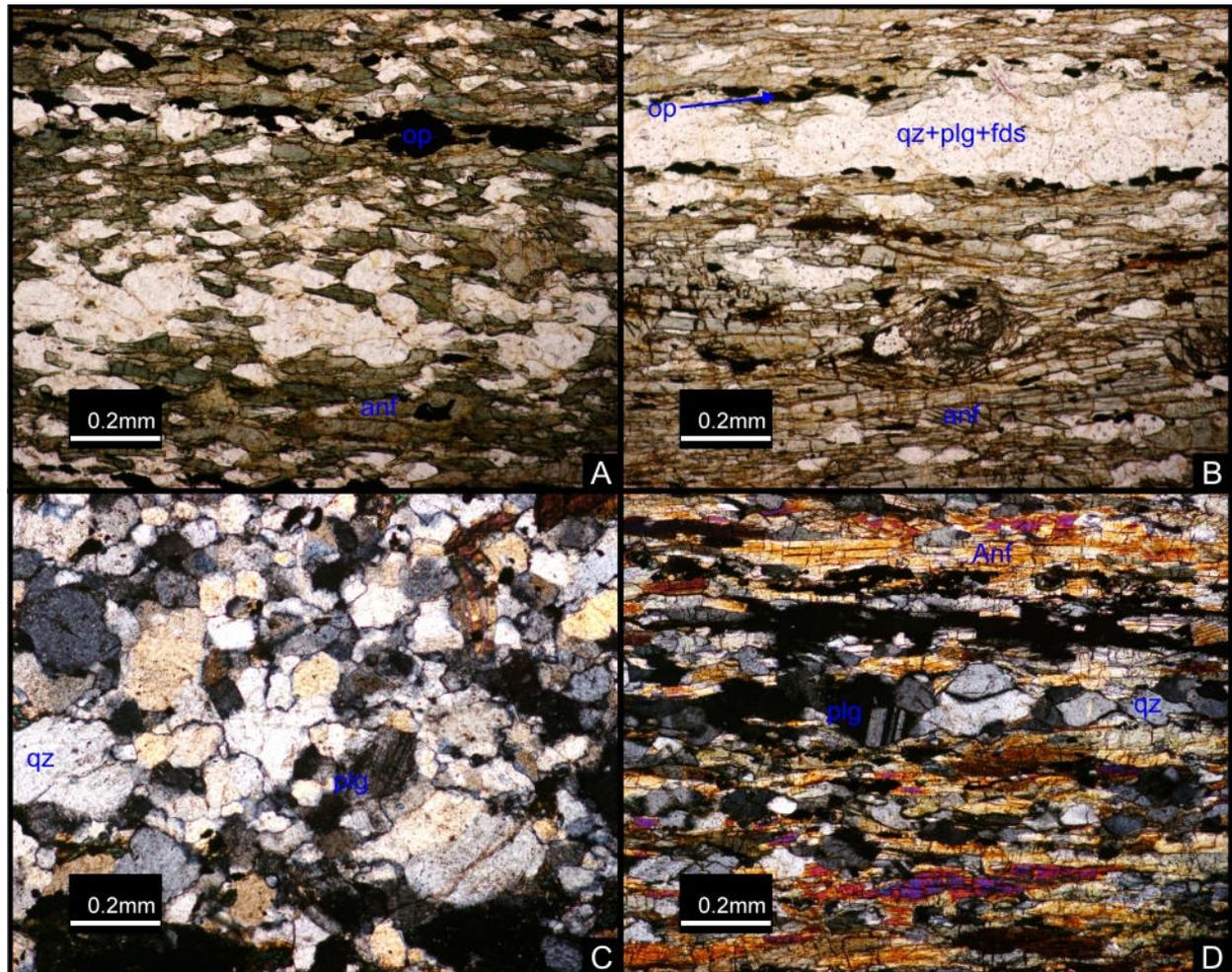


Fig. 7.6 – Características microscópicas dos anfibolitos presentes na Unidade Anfibolítica do Açude de Abrantes (A e B nicóis paralelos e C e D nicóis cruzados): **A** – textura granonematoblástica fortemente orientada presente nos anfibolitos com orientação preferencial dos cristais de anfíbola; **B** – textura nematoblástica com intercalações de material félsico e anfíbolos; **C** – texturas poligonais em quartzo, com evidências de recristalização dinâmica, extinção e subgranulação; **D** – textura nematoblástica típica dos anfibolitos, evidenciando a presença de feldspatos. (qz – quartzo; grt – granada; anf – anfíbola; op – minerais opacos;; fld- feldspatos indiferenciados; plg – plagioclase).

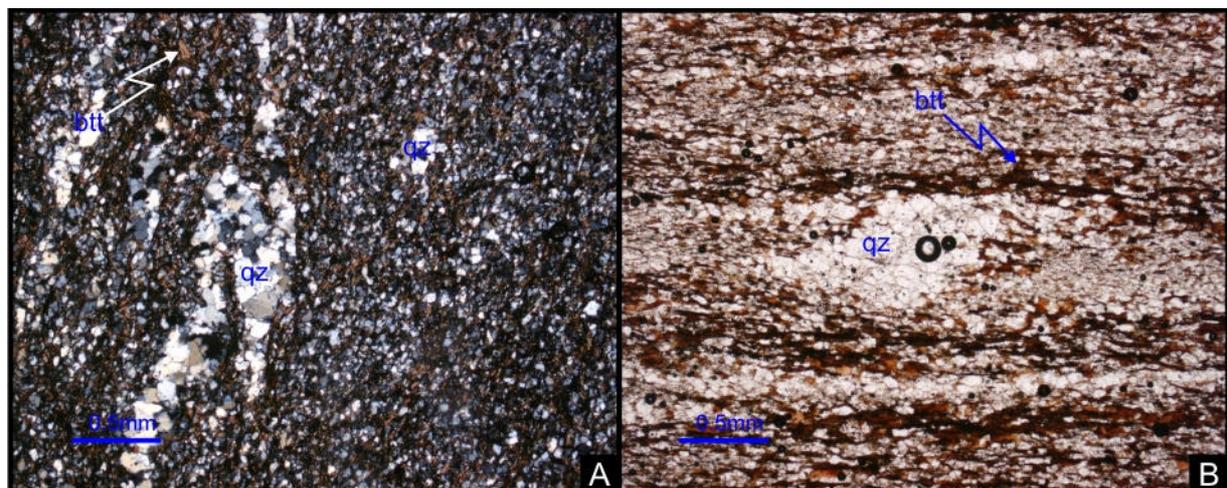


Fig. 7.7 – Termo pelítico constituinte da Unidade Anfibolítica do Açude de Abrantes: **A** – dobra assimétrica em filonete de quartzo no seio de uma matriz pelítica de grão fino constituída essencialmente por biotite, quartzo e minerais opacos (nicóis cruzados); **B** – aspecto geral do termo pelítico característico desta unidade com quartzo, biotite e minerais opacos denotando uma textura fortemente orientada (nicóis paralelos). (qz – quartzo; btt – biotite).

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

7.1.3. Série Negra de Abrantes

Esta unidade é caracterizada por uma sucessão vulcano-sedimentar, constituída essencialmente por uma sequência pelítica onde predominam metagrauvaques, metapsamitos, metapelitos e xistos negros, com intercalações de metavulcanitos bimodais (anfíbolitos e metafelsitos). Esta unidade, quando não alterada, apresenta tonalidades muito escuras. Surgem, não raramente nesta unidade, metaliditos negros e quartzitos negros em bancadas centimétricas intercaladas no seio da sequência pelítica, permitindo uma correlação com o grupo da Série Negra (classicamente designada desta forma em Portugal por Carvalhosa (1965) e em Espanha por Vegas (1968); o seu nome deve-se às tonalidades escuras das litologias que constituem esta unidade. Com efeito, a presença de metaliditos é uma das características típicas desta unidade (fig. 7.8). Para além destes liditos negros, são descritas uma variedade de litologias de tonalidades escuras que constituem esta unidade: xistos negros, por vezes granatíferos, metagrauvaques, metavulcanitos, anfíbolitos, calcários negros e chertes negros (*e.g.* Carvalhosa, 1965; Oliveira *et al*, 1991, Chaminé *et al*, 2003). Contudo, do ponto de vista cartográfico, na região agora estudada apenas se considerou pertencente à Série Negra as formações contendo metaliditos, permitindo assim definir diferentes unidades dentro do Neoproterozóico.



Fig. 7.8 – Aspecto geral dos liditos característicos da Série Negra de Abrantes.

7.1.4. Unidade de Micaxistos Granatíferos do Tramagal

A unidade em causa é caracterizada pela presença de um complexo constituído maioritariamente por micaxistos granatíferos, contendo também pontualmente bancadas de metapsamitos, quartzitos e xistos negros. Contudo, esta unidade, maioritariamente pelítica, apresenta uma componente ortoderivada não negligenciável.

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

Os níveis pelíticos desta unidade são caracterizados macroscopicamente pela presença de micaxistos biotíticos grosseiros, quase sempre luzentes, com porfiroblastos de granada e estaurolite. Apresentam geralmente tons acastanhados a cinzentos acetinados. A paragénese é constituída por uma matriz de biotite + quartzo + plagioclase + minerais opacos ± feldspato (fig. 7.9 D e F). Nesta matriz evidenciam-se a presença de porfiroblastos de granada com dimensões milimétricas a centimétricas (fig. 7.9 A, C e D). Para além da granada, surge também estaurolite de grandes dimensões, que parece ser resultante dos processos de blastese do protólito (fig. 7.9 B). A estaurolite aparece frequentemente corroída, sendo que os bordos apresentam frequentemente biotite, podendo este mineral ser resultante da sua alteração (fig. 7.9 B).

Se tal se confirmar, a presença de estaurolite corroída, com biotite e granada, pode ser evidência de um metamorfismo prógrado. A existência de estaurolite, muito embora já corroída, pode constringer as temperaturas e pressões metamórficas às quais a rocha foi submetida. A figura 7.10 representa o campo de estabilidade da estaurolite. As temperaturas de estabilidade da estaurolite estão compreendidas entre os 516°C e os 695°C. As pressões são contudo muito mais abrangentes, podendo a rocha ter sido submetida a pressões compreendidas entre os 0,12 e 1,4 GPa.

Para além do anteriormente referido, é possível observar também no seio desta unidade, zonas com rochas de tonalidades muito escuras, intercaladas nos níveis pelíticos. Estas são constituídas por uma mineralogia dominada por anfíbolos + plagioclase + quartzo + minerais opacos, parecendo revelar uma paragénese típica da fácies anfíbolítica. Para além desta mineralogia, é possível observar clorite e sericite alterando respectivamente as anfíbolos e as plagioclases. O quartzo aqui presente apresenta recristalização dinâmica evidente, sendo possível observar em alguns grãos extinção ondulante.

No seio desta unidade, surgem de forma lenticular, charnoquitos *s.l.* (fig.7.11). Estas rochas apresentam macroscopicamente minerais aciculares muito escuros, no seio de uma matriz de tonalidades claras, constituída maioritariamente por feldspatos. Microscopicamente esta rocha apresenta uma textura granoblástica orientada e mineralogicamente é caracterizada pela existência de ortopiroxena (hiperstena?) + feldspatos + quartzo (fig. 7.11). As piroxenas apresentam alto pleocroísmo com tonalidades castanhas, hábito prismático, alongamento negativo, extinção recta e duas direcções de clivagem com ângulos de aproximadamente 90°.

Os charnoquitos ocorrem em diversas faixas orogénicas, sendo componentes importantes da crosta continental inferior em terrenos de alto grau metamórfico pré-câmbrios (Jordt-Evangelista, 1996; Bento dos Santos, 2009). A sua origem é ainda tema de discussão, sendo que a têm sido apontadas origens ígneas, metamórficas ou metassomáticas (Jordt-Evangelista, 1996 e referências inclusas; Bento dos Santos, 2009 e referências inclusas). Contudo, o modelo mais aceite para os

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

charnoquitos considera que estas rochas apresentam uma origem metamórfica, em condições de alto grau (Bento dos Santos, 2009).

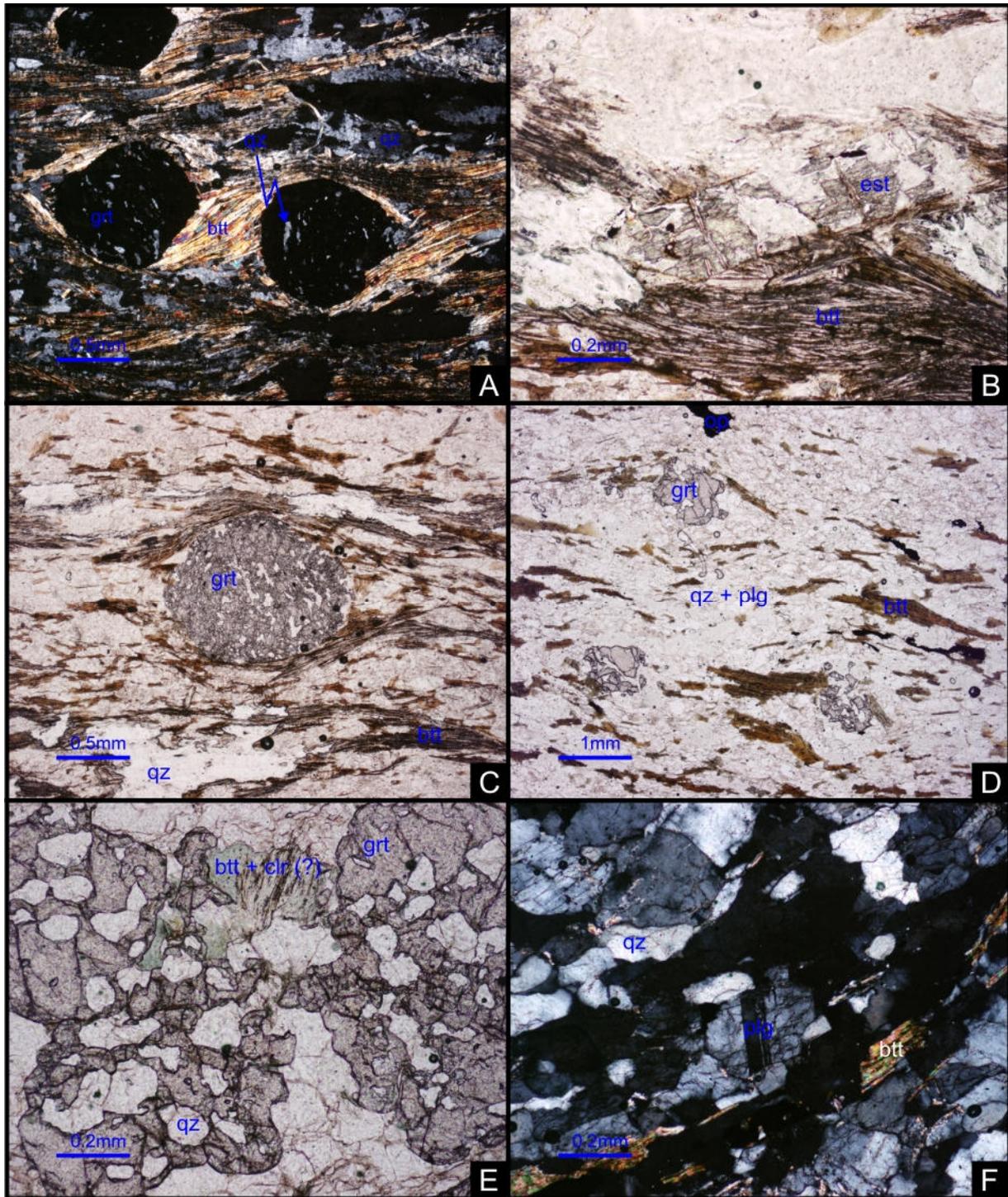


Fig. 7.9 – Aspectos texturais e mineralógicos dos micaxistos granatíferos característicos da Unidade de Micaxistos Granatíferos do Tramagal: **A** – porfiroblastos de granada rodados numa matriz constituída essencialmente por biotite e quartzo (nicóis cruzados); **B** – cristal de estaurolite parcialmente corroído (nicóis paralelos); **C** – porfiroblasto de granada contornado pela xistosidade evidenciada pelo alinhamento de biotite (nicóis paralelos); **D** – porfiroblastos de granada parcialmente corroídos, numa matriz constituída por quartzo, plagioclase, biotite e minerais opacos (nicóis paralelos); **E** – pormenor da alteração da granada, com o aparecimento de clorite, biotite e quartzo (nicóis paralelos); **F** – pormenor da matriz essencialmente constituída por quartzo e biotite e pontualmente cristais de plagioclase (nicóis cruzados). (est – estaurolite; qz – quartzo; grt – granada; clr – clorite; plg – plagioclase).

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

2009). Os estudos de geotermobarometria indicam temperaturas de pico metamórfico entre 700 – 1000 °C e pressões entre 5 – 11 kbar (Jordt-Evangelista, 1996 e referências inclusas; Bento dos Santos, 2009). Outro aspecto importante é a presença de fluidos carbónicos associados à génese destas rochas (Jordt-Evangelista, 1996; Bento dos Santos, 2009).

Tendo em conta a presença de rochas presumivelmente na fácies granulítica no seio dos micaxistos granatíferos na fácies anfibolítica, podemos inferir a presença de um episódio metamórfico de alto grau anterior ao metamorfismo anfibolítico, principalmente se tomarmos em atenção que esta rocha se encontra, não de forma contínua mas sim sob a forma de lenticulas interxistentas. Esta conclusão é reforçada pelo facto deste tipo de rochas ser comum em faixas orogénicas de idade proterozóica, sugerindo a ocorrência de um possível episódio metamórfico no Proterozóico anterior ao metamorfismo varisco, típico de fácies anfibolítica que afecta a região em estudo. Por outro lado, a presença de ortopiroxena no charnoquitos (hiperstena) evidencia a disponibilidade de Mg e Al no sistema compatível com a presença de protólitos de natureza alcalina (granitóides?).

7.2. Unidades atribuídas ao Paleozóico inferior – Grupo de Abrantes

O Grupo de Abrantes é pela primeira vez mencionado a nível bibliográfico por Conde (1984), apesar de o autor nunca o descrever, visto que esta referência apenas surge num mapa que integra este trabalho. A denominação anteriormente referida é retomada aqui, sendo o grupo constituído por um conjunto de unidades de carácter vulcano-sedimentar (carbonatado ou não), com claras afinidades litoestratigráficas com as unidades do Paleozóico inferior descritas para a Zona de Ossa-Morena.

7.2.1. Complexo Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico

Sobre as unidades de idade neoproterozóica foi possível diferenciar uma unidade de cariz vulcano-sedimentar, correlacionável com o Paleozóico inferior e constituída por uma componente siliciclástica com intercalações de uma componente ortoderivada maioritariamente de natureza ácida.

A componente siliciclástica é constituída por metapsamitos, metapelitos e meta-arcoses. Estes apresentam tonalidades muito claras, que variam desde o creme, rosa e cinza. No seio dos materiais siliciclásticos surgem intercalados corpos ortoderivados de natureza félsica, também eles deformados, durante os processos tectono-metamórficos. Surgem frequentemente filonetes de quartzo, de dimensões centimétricas, revelando circulação de fluidos siliciosos.

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

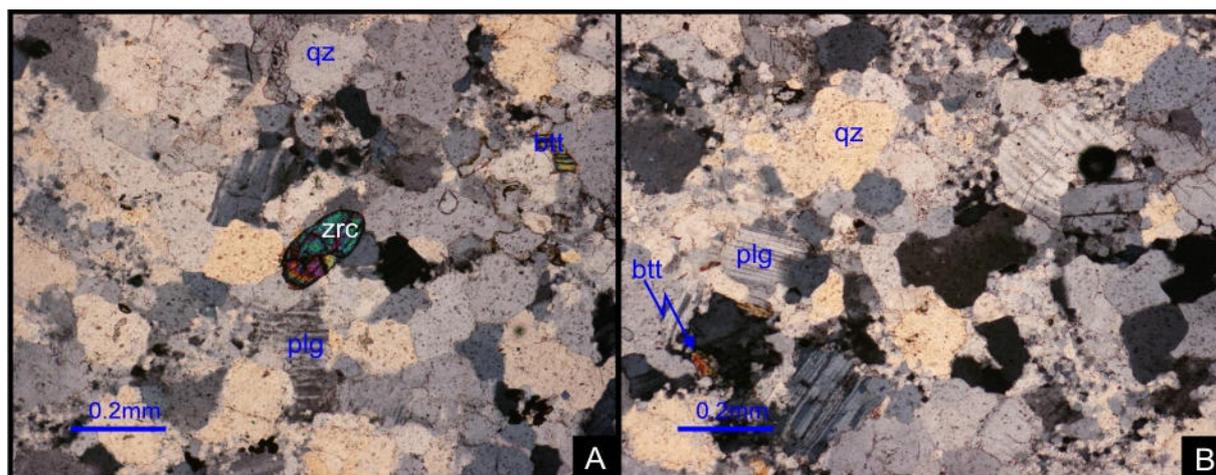


Fig. 7.12 – Características mineralógicas dos corpos de natureza félsica constituintes da Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico (nicóis cruzados): **A** – presença de um mosaico constituído essencialmente por quartzo e feldspatos com biotite pouco abundante. Chamada de atenção para a presença de zircões abundantes; **B** – mosaico de quartzo e feldspatos, sendo que a presença de plagioclase é bastante abundante. (qz – quartzo; zrc – zircão; btt – biotite; plg – plagioclase).

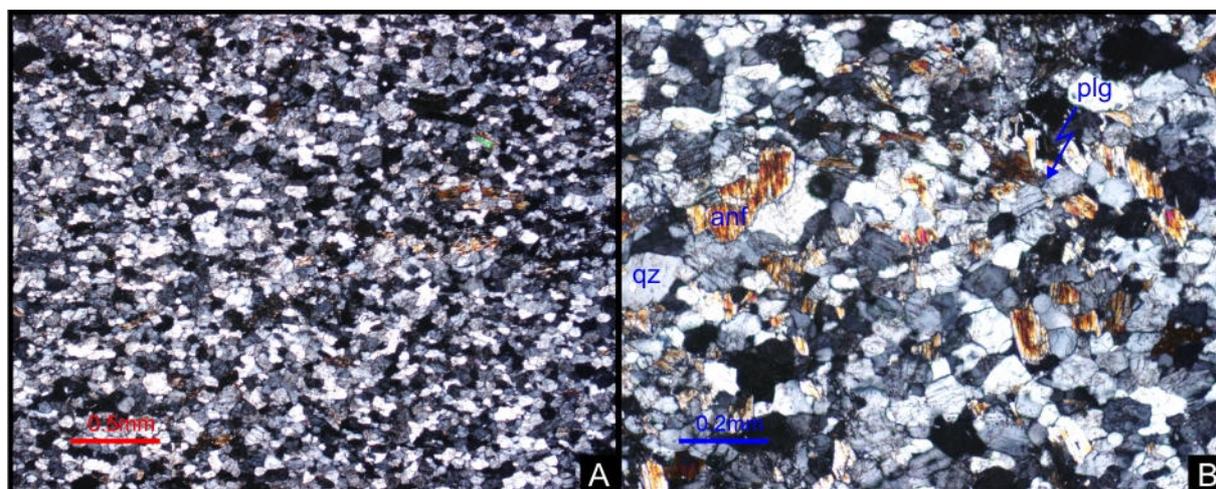


Fig. 7.13 – Características gerais do corpo de natureza félsica presente no seio da Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico (fotos obtidas com nicóis cruzados): **A** – mosaico de granularidade muito fina constituída essencialmente por quartzo e feldspatos; **B** – presença de anfíbola no seio do mosaico félsico. (qz – quartzo; anf – anfíbola; plg – plagioclase).

Os corpos ortoderivados intercalados, de natureza riodacítica, são constituídos maioritariamente por quartzo e feldspatos (dos quais a plagioclase é dominante; fig. 7.12 B). Para além dos componentes mineralógicos principais, é possível diferenciar ainda a presença de biotite, sericite, zircão e minerais opacos (fig. 7.12). Estas rochas apresentam uma textura granoblástica bastante bem marcada, equigranular de granulometria fina (geralmente submilimétrica) não possuindo orientação preferencial.

Para além do material riodacítico intercalado no seio do material existente, surge um corpo de dimensões decamétricas com características macro e microscópicas que levam a crer que seja um corpo de natureza félsica, incluso no seio desta unidade. Macroscopicamente este corpo é caracterizado por uma massa de tonalidades muito claras, de granularidade muito fina, e no qual se

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

encontram uma série de filonetes centimétricos de quartzo. Microscopicamente este corpo caracteriza-se por uma textura granular em mosaico, equigranular de dimensão fina (também ela sub-milimétrica; fig. 7.13 A). A nível mineralógico, caracteriza-se pela associação quartzo e feldspatos (dos quais se destaca a presença de alguma plagioclase). Contudo, pontualmente é possível a observação a presença de anfíbola (fig. 7.13 B) e algumas micas.

A descrição atrás realizada não pode contudo ser generalizada a toda a área de estudo. Com efeito, no sector Este, esta unidade apresenta características mineralógicas distintas, muito embora a constituição quartzo-feldspática se mantenha. Neste sector é possível observar uma paragénese mineralógica que para além da abundante componente quartzo-feldspática, típica das rochas de natureza félsica que constituem esta unidade, apresentam a seguinte paragénese: epidoto + biotite + clorite + minerais opacos (magnetite?; fig. 7.14).

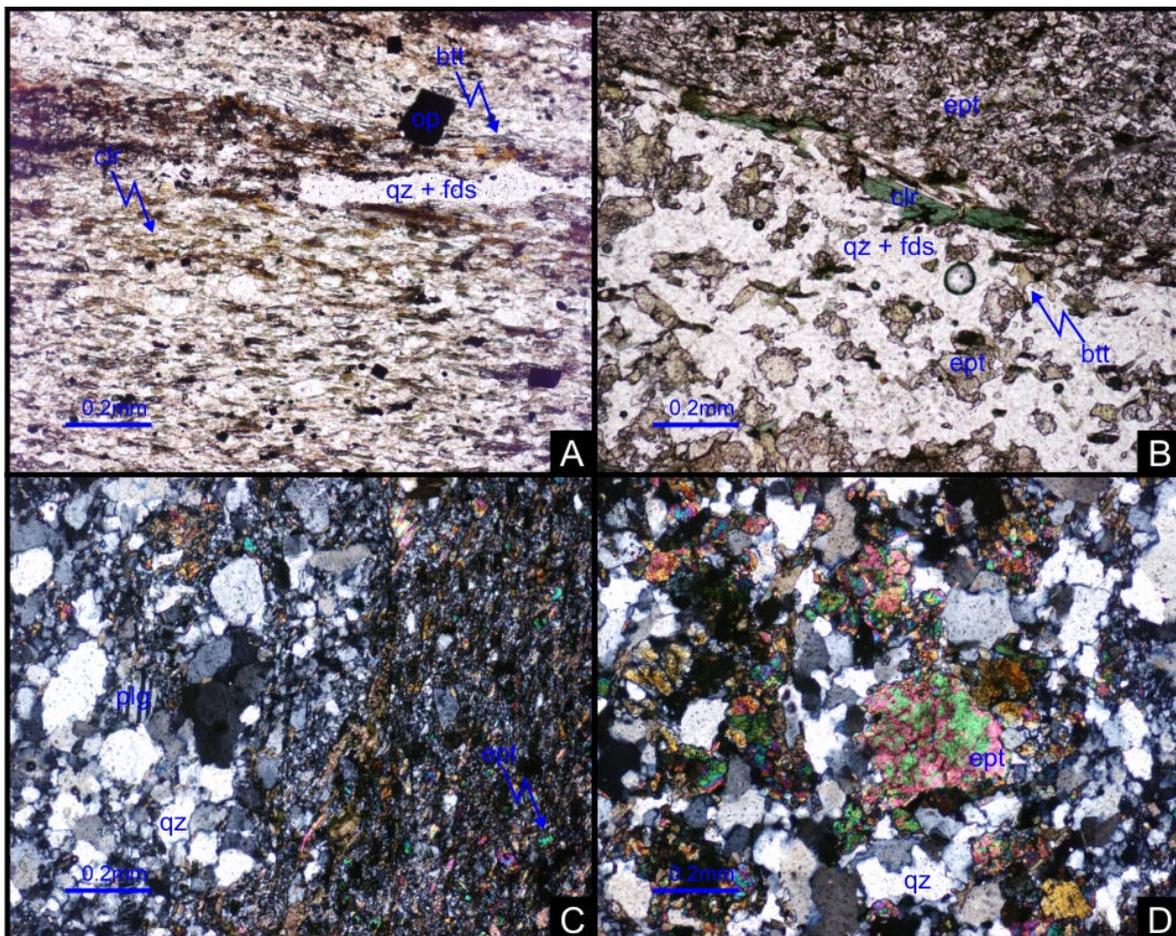


Fig. 7.14 – Características mineralógicas e texturais da Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico no sector Este da área em estudo: **A** – textura orientada presente no membro Este desta unidade onde, para além da presença de quartzo e feldspato é comum o aparecimento de biotite e minerais opacos de forma abundante. É de realçar a presença de minerais opacos com hábitos euédricos (nicóis paralelos); **B** – banda de concentração de epidoto, com clorite e biotite demarcando a passagem para uma secção onde o mesmo mineral surge disseminado no seio de massa quartzo-feldspática (nicóis paralelos); **C** – secção semelhante à secção B, evidenciando aqui a presença de plagioclase (nicóis cruzados); **D** – presença de cristais de epidoto disseminados no seio da massa quartzo-feldspática (nicóis cruzados). (qz – quartzo; ept – epidoto; plg – plagioclase; clr – clorite; btt – biotite; op – minerais opacos; fd – feldspatos).

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

O epídoto presente aparece não só disseminado no seio da matriz quartzo-feldspática (fig. 7.14 D), mas também em bandas estreitas onde o mesmo aparece de forma abundante associado a clorite e biotite (fig. 7.14 B e C). Estas bandas enriquecidas em epídoto, poderão ser indicativas da presença intensa circulação de fluidos durante o processo metamórfico, levando ao aparecimento destas bandas com a mineralogia anteriormente referida.

A paragénese com biotite, clorite e epídoto, são sintomáticas de metamorfismo na fácies dos xistos verdes nos sectores mais a Este da área em estudo, o que parece aparentemente contrastar com o metamorfismo em fácies anfibolítica (a xistos verdes transicional) presente no sector axial da área.

7.2.1.1. Análise Modal nas rochas Ortoderivadas

A análise modal tem como principal objectivo a quantificação das percentagens dos minerais constituintes das rochas, permitindo a rigorosa classificação das mesmas. Para o efeito utilizou-se os diagramas diagrama QAPF. A análise consistiu em contabilizar mais de cem grãos em cada uma das amostras, projectando posteriormente, as percentagens relativas de quartzo, de feldspatos alcalinos e de plagioclase. Este método foi então aplicado a três rochas ortoderivadas presentes na Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico. Seguidamente apresentar-se-á uma descrição sucinta macro- e microscópica de cada uma das amostras, por forma a caracteriza-las:

- Amostra AB 13 (fig. 7.12) – a amostra em causa corresponde a uma rocha vulcânica que se encontra no seio da unidade vulcano-sedimentar. A rocha apresenta não apresenta orientação preferencial. Possui uma textura em mosaico equigranular, apresentando uma granularidade fina (submilimétrica), representando o vulcanismo félsico presente no seio desta unidade. É constituída essencialmente por quartzo e feldspatos (dos quais a plagioclase é dominante), contendo também quantidades menores de biotite, sericite, zircão e minerais opacos.
- Amostra AB 20 (fig. 7.13) – trata-se de um corpo filoniano de tonalidades muito claras e granularidade muito fina, com muito quartzo em filonetes e intensa deformação. Microscopicamente é caracterizado por uma mineralogia monótona constituída essencialmente por quartzo e feldspatos (dos quais a plagioclase é dominante), embora pontualmente apresente anfibola e micas. Apresenta textura em mosaico, com grãos de dimensões submiliméticas.
- Amostra AB 26 – caracterizado pela presença de uma textura muito fina (submilimétrica) com texturas em mosaico abundantes. Encontra-se intensamente tectonizada, sendo comum a presença de subgranulação e recristalização de quartzo, que aliás é o mineral mais abundante.

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

Exibe pontualmente texturas miloníticas. Para além deste mineral, é possível observar feldspatos (plagioclase é relativamente abundante), micas e epídoto.

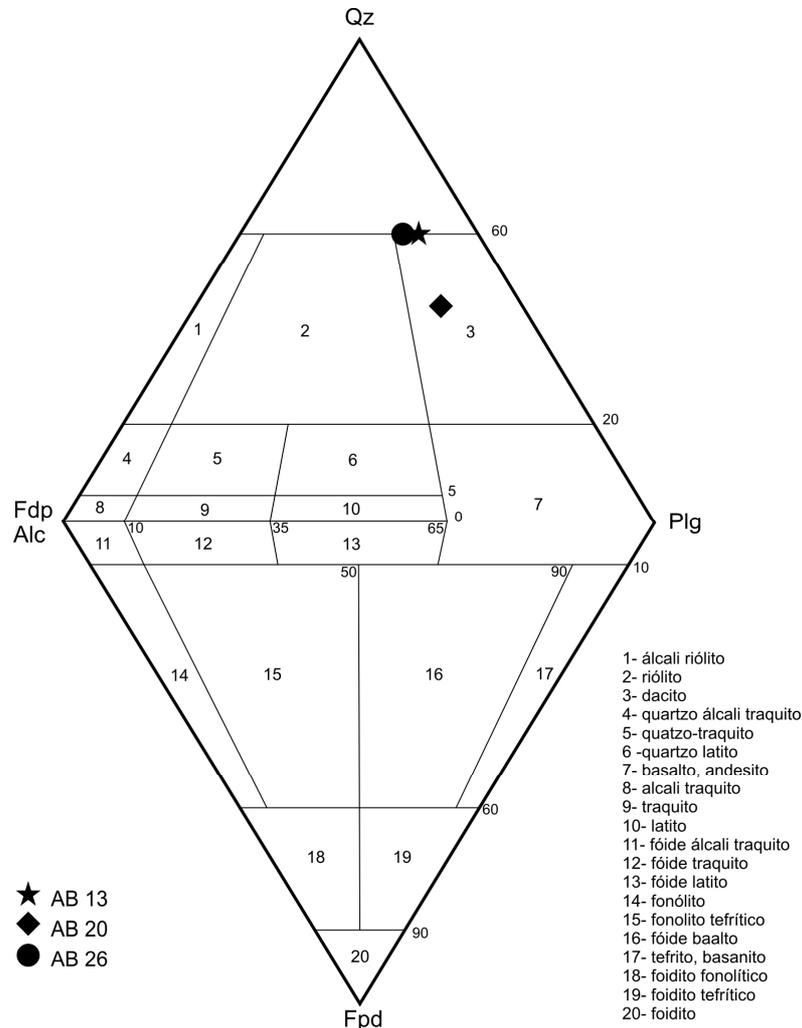


Fig. 7.15 – Projecção dos dados relativos às análises modais realizadas num diagrama QAPF para rochas vulcânicas.

Tab. 7.1 – Tabela síntese dos resultados obtidos da análise modal realizada nas rochas pertencentes à Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico.

Amostra	Quartzo		Plagioclase		Feldspato alcalino		Outros	Total	
	nº	%	nº	%	nº	%		s/ outros	final
AB13	61	60	31	30	10	10	4	102	106
AB20	56	54	36	35	12	12	18	104	122
AB26	72	61	32	27	14	12	3	118	121

Os dados obtidos através da análise modal (tab. 7.1 e fig. 7.15) indicam-nos que todas estas rochas são relativamente enriquecidas em quartzo. Quanto aos feldspatos, há um claro predomínio de plagioclase relativamente ao feldspato alcalino. Estas observações revelam a presença de rochas dacíticas (AB 20) a riodacíticas (AB 26) com altos teores de silício no fluido primordial (fluidos magmáticos saturados em sílica). A presença de anfíbolos na amostra AB20 pode ser evidência da

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

presença de piroxenas no protólito (algo comum nos dacitos) que durante o processo metamórfico passam a anfíbolos. Contudo, não é de excluir a presença de anfíbolos no protólito vulcânico.

Todas as amostras são rochas vulcânicas com baixa granularidade, mesmo após o processo metamórfico, sendo comum o aparecimento de quartzo recristalizado, com subgranulação e com extinção ondulante em todas as amostras.

As elevadas taxas de quartzo exibidas nas amostras AB 13 e AB 26 podem dever-se à intensa circulação de fluidos metamórficos e consequente precipitação de quartzo. É comum em toda esta unidade a presença de filonetes de quartzo de dimensões milimétricas a centimétricas.

A componente detrítica que acompanha estas rochas ortoderivadas apresenta características mineralógicas semelhantes aos corpos ortoderivados aqui descritos e projectados, revelando pouca maturidade nos sedimentos que lhes são origem. Este facto pode ser uma evidência para que esta unidade seja típica da transição entre as unidades do Neoproterozóico e as do Câmbrio inferior. É descrito regularmente na zona de Ossa-Morena a presença de meta-arcoses e meta-conglomerados na base do Câmbrio (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991; Pereira & Silva, 2006; Pereira *et al*, 2010), algo que está de acordo com o aqui observado.

7.2.2. Unidade Vulcano-Sedimentar Carbonatada de São Miguel do Rio Torto

Sobre a Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico sobrepõe-se uma unidade essencialmente carbonatada. Esta unidade é constituída maioritariamente por mármore e metadolomias, pontualmente com calcoxistos. Os carbonatos são calcíticos e dolomíticos havendo evidências claras de processos de dolomitização secundária.

Contudo, a unidade apresenta uma componente siliciclástica não negligenciável (fig. 7.16), muito embora a componente carbonatada seja claramente dominante. Esta componente siliciclástica é essencialmente constituída por quartzo (com grãos que atingem dimensões centimétricas; fig. 7.16B) e por micas, moscovite e biotite, com clara dominância desta última. Esta componente detrítica poderá significar a presença proximal de uma área fonte de sedimentos siliciclásticos. Surgem também alguns minerais opacos.

Os carbonatos apresentam na maioria dos casos, macroscopicamente, tonalidades rosadas, sendo possível observarem-se também pontualmente variedades esbranquiçadas e esverdeadas. Não raramente, surgem níveis de rochas com tonalidades escuras (negras). Estas representaram a componente metavulcânica da unidade em causa.

Como foi referido anteriormente, o carácter vulcano-sedimentar desta unidade é evidente, sendo possível observar corpos lenticulares ortoderivados com tonalidades muito escuras (básico a intermédio), de forma lenticular no seio desta unidade maioritariamente carbonatada.

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

Ainda no interior desta unidade, surgem também níveis xistentos intercalados, com tonalidades cinzentas. Estes níveis poderão representar quer rochas metavulcânicas, quer pelíticas, maioritariamente micáceas.

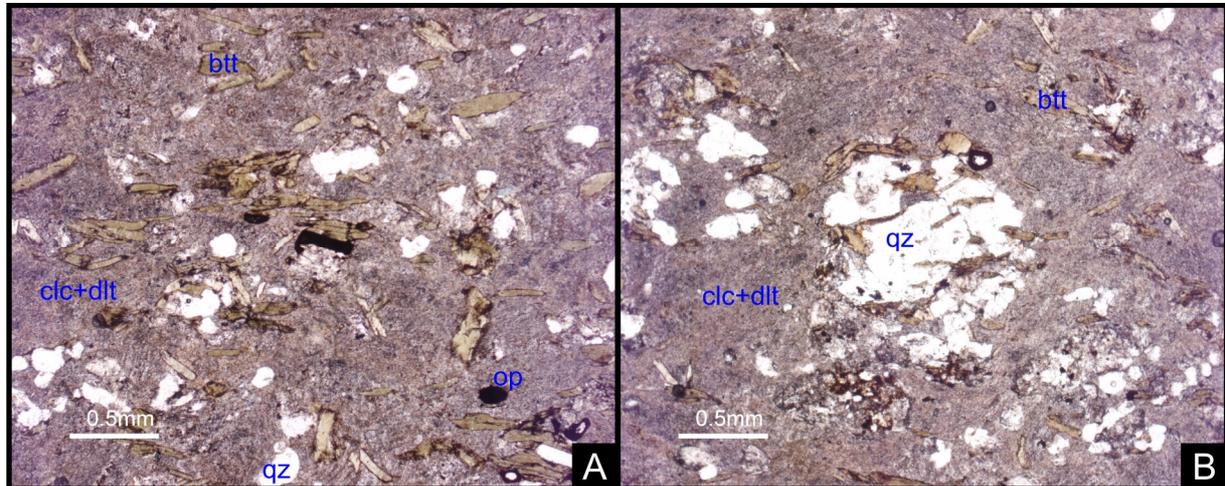


Fig. 7.16 – Aspecto geral dos carbonatos presentes na Unidade Vulcano-Sedimentar Carbonatada de S. Miguel do Rio Torto, denotando a presença de uma componente detrítica importante com cristais de quartzo e biotite no seio de uma massa carbonatada, constituída por calcite e dolomite (fotos obtidas com nicóis paralelos). (qz –quartzo; clc – calcite; dlt – dolomite; btt – biotite).

7.2.3. Complexo Vulcano-Sedimentar Intermédio a Bimodal

A sequência atribuída ao Paleozóico culmina com a ocorrência de um outro complexo vulcano-sedimentar, desta vez detrítico, com a componente vulcânica bem desenvolvida e contendo rochas de natureza intermédia a bimodal (ácidas e básicas).

A componente pelítica é caracterizada pela presença de xistos argilosos e micáceos, de tonalidades negras, no qual se intercalam rochas ortoderivadas de tonalidades negras ou rosadas. Pontualmente, no seio desta unidade, surgem carbonatos intercalados na fracção pelítica. Estes carbonatos surgem muito raramente, podendo ser evidência da presença de uma transição gradual entre a unidade carbonatada que antecede a deposição da unidade pelítica em causa.

A componente ortoderivada é caracterizada pela seguinte associação mineralógica: anfíbola + feldspatos (destacando-se a presença de plagioclase) + quartzo + minerais opacos (fig. 7.17). As rochas ortoderivadas apresentam textura nematoblástica fortemente orientada, caracterizada pelo alongamento dos cristais de anfíbola, a granonematoblástica, onde a textura granoblástica é evidente nas texturas em mosaico apresentadas pela fracção quartzo-feldspática.

No que respeita à natureza das anfíbolas presentes, estas apresentam tipicamente hábitos prismáticos, tonalidades esverdeadas, evidenciando pleocroísmo intenso dentro de tons verdes a castanhos. Ostentam ângulos de extinção em torno dos 14° (12° a 16°; fig. 7.18), pondo em evidência a presença de anfíbolas da gama tremolite (ângulos de extinção entre 12° e 14°) –

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

actinolite (entre 16° a 25°) e excluindo a presença de hornblendas (ângulos de extinção entre os 25° e 35° ; Deer *et al.*, 2000).

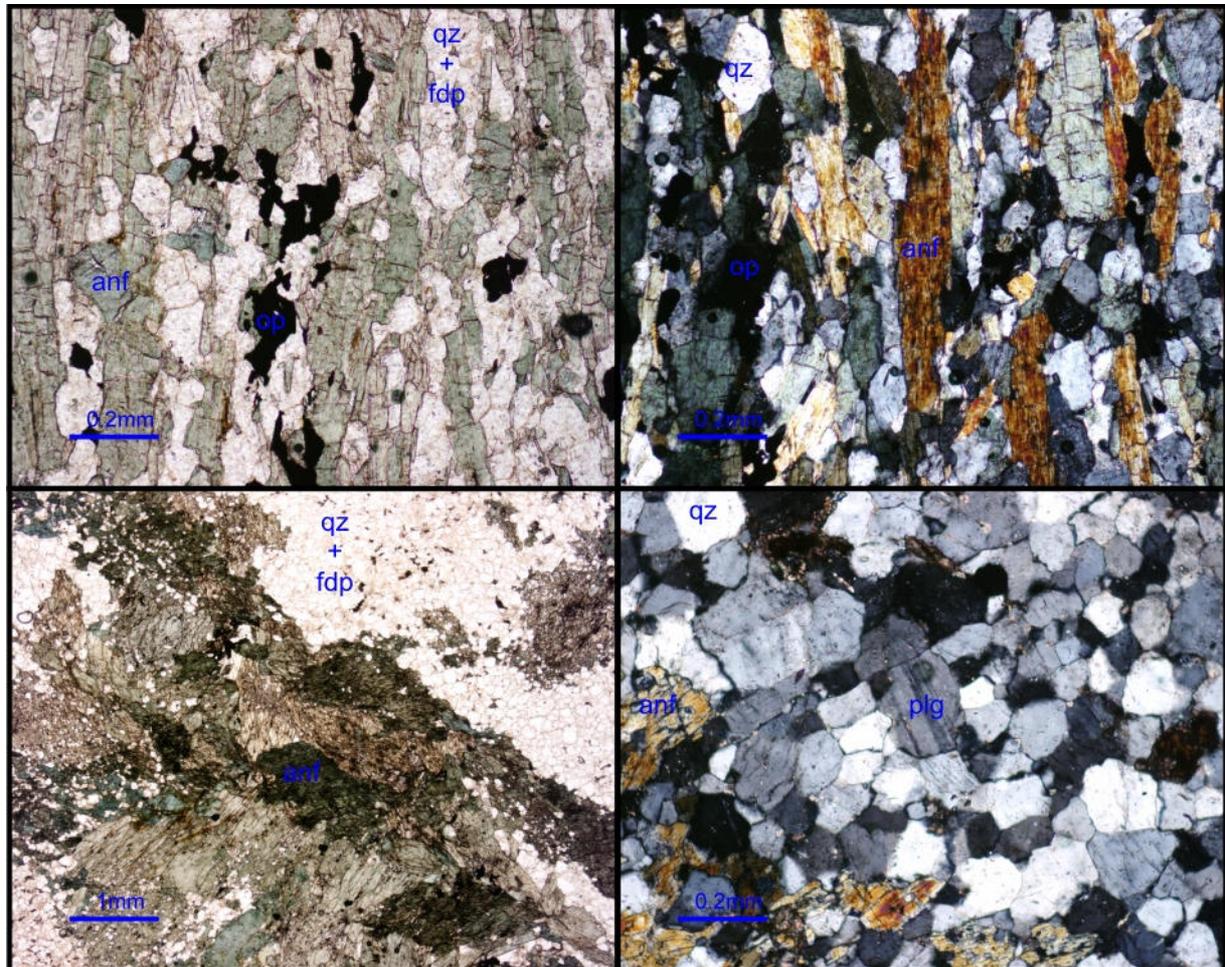


Fig. 7.17 – Características mineralógicas e texturais das rochas ortoderivadas presentes na Unidade Vulcano-Sedimentar Intermédio a Bimodal. (qz – quartzo; plg – plagioclase; anf – anfíbola; fdp – feldspato; op – minerais opacos).

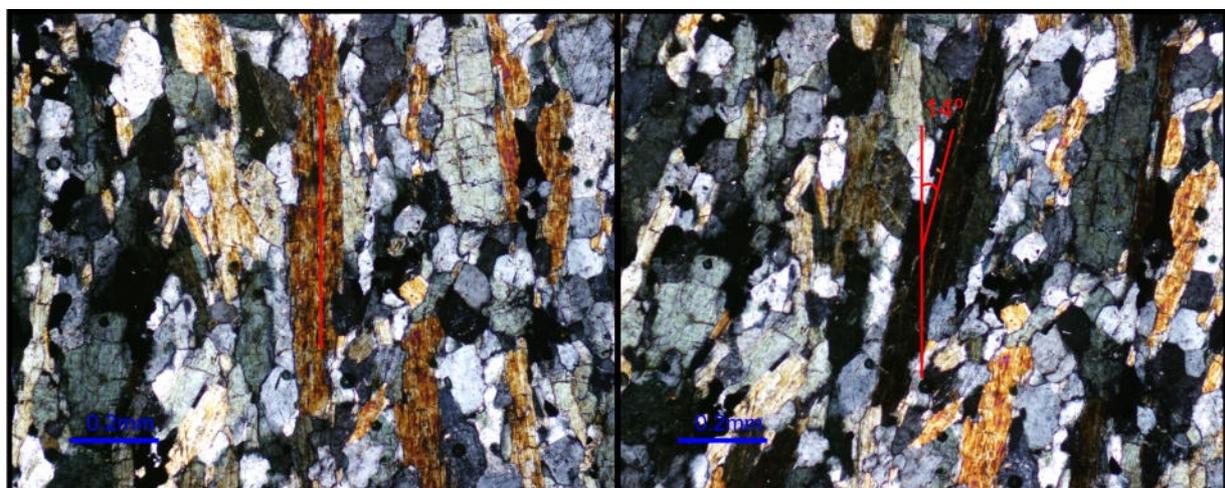


Fig. 7.18 – Ângulo de extinção característico das anfíbolas presentes nas rochas ortoderivadas da Unidade Vulcano-Sedimentar a topo dos carbonatos (nicóis cruzados). O ângulo de extinção apresentado é típico das anfíbolas do grupo tremolite-actinolite.

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

7.2.4. Corpos ortoderivados de natureza básica atribuídos ao Câmbrico

No seio das unidades de idade neoproterozóica e paleozóica são também comuns a presença de metagabros/metadoleritos. Estes metagabros apresentam-se metamorfizados, ostentando contudo textura e mineralogia que parecem revelar claramente um protólito ortoderivado de natureza básica, muito possivelmente filoniano. A sua paragénese é caracterizada pela presença de plagioclase + anfíbola + biotite + minerais opacos ± clorite ± esfena ± quartzo (fig. 7.19). A presença de anfíbolos e biotite poderá ser o resultado da transformação da piroxena ortoderivada, durante o processo metamórfico. O conjunto plagioclase (se rica em cálcio) e piroxena são comuns em rochas ortoderivadas de composição básica.

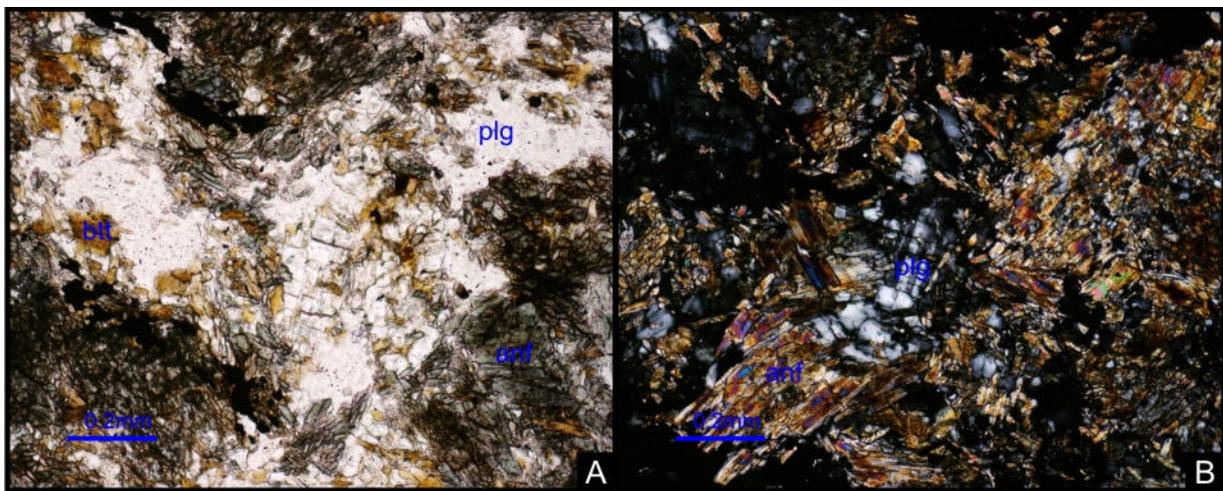


Fig. 7.19 – Aspecto textural dos corpos filonianos de natureza básica, atribuídos ao Câmbrico inferior, presentes na área em estudo, evidenciando a presença de anfíbola, biotite e plagioclase: A – nicóis paralelos; B – nicóis cruzados. (qz – quartzo; plg – plagioclase; anf – anfíbola; btt – biotite).

As relações de campo indicam também que estes corpos são posteriores às formações que os contêm, pois existem relações claras de corte que indicam a não contemporaneidade entre estes corpos e as formações que os incluem. Contudo, os corpos são afectados pelo metamorfismo regional que afecta quer as formações atribuídas quer ao Neoproterozóico quer ao Paleozóico. Desta forma, podemos inferir que os corpos filonianos terão uma idade anterior ao processo metamórfico e posterior às formações do Neoproterozóico, indicando a presença de um episódio magmático pós-neoproterozóico e ante-metamorfismo varisco.

7.3. Plutonismo Varisco

7.3.1. Granito de Maiorga

O granito em causa é denominado na bibliografia como Granito do Rossio ao Sul do Tejo por Abranches & Canilho (1981) e como Granito de Maiorga por Romão *et al* (*in press*). Este encontra-

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

se instalado no seio das unidades vulcano-sedimentares atribuídas ao Neoproterozóico, mais precisamente no seio da Unidade Anfibolítica do Açude de Abrantes.

O granito de Maiorga apresenta uma grande variabilidade textural a nível macroscópico. É possível observar texturas miloníticas com recristalização intensa da massa quartzo-feldspática que o constitui (fig. 7.20 B); quando esta textura milonítica surge, as micas que constituem o granito tornam-se inexistentes. Contudo, a generalidade do granito apresenta uma textura evidenciando um bandado mineralógico claro com intercalações de bandas escuras e claras (fig. 7.20). Estas bandas reflectem uma intercalação mineralógica entre bandas claras constituídas por quartzo e feldspato e bandas mais escuras resultantes da dominância de material micáceo mais precisamente, biotite e moscovite (esta última menos abundante). No bandado gnaissico anteriormente referido, surgem muitas vezes texturas oceladas macroscópicas, sendo os ocelos constituídos por feldspatos de dimensão centimétrica, facilmente evidenciáveis a olho nú (fig. 7.20 A). Este bandado gnaissico evidenciado é resultado da intensa deformação sofrida pelo granito.



Fig. 7.20 – Aspectos texturais comuns exibidos macroscopicamente pelo granito sin-tectónico de Maiorga: A – bandado gnaissico com ocelos de feldspato; B – texturas miloníticas.

Os tectonitos presentes no granito de Maiorga mostram elevadas condições de plasticidade e fluidez alcançadas facilmente durante o processo de intrusão se o granito fosse contemporâneo da deformação. Isto justificaria os aspectos texturais do granito, que apresenta um bandado gnaissico

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

cinematicamente activo (vide cap. 8 para um maior desenvolvimento). O granito de Maiorga corresponde assim a um ortogneisse protomilonítico, derivado de granitos com granularidade heterogénea, resultado de um metamorfismo dinâmico durante o processo de arrefecimento, podendo considerar-se um granito sin-tectónico.

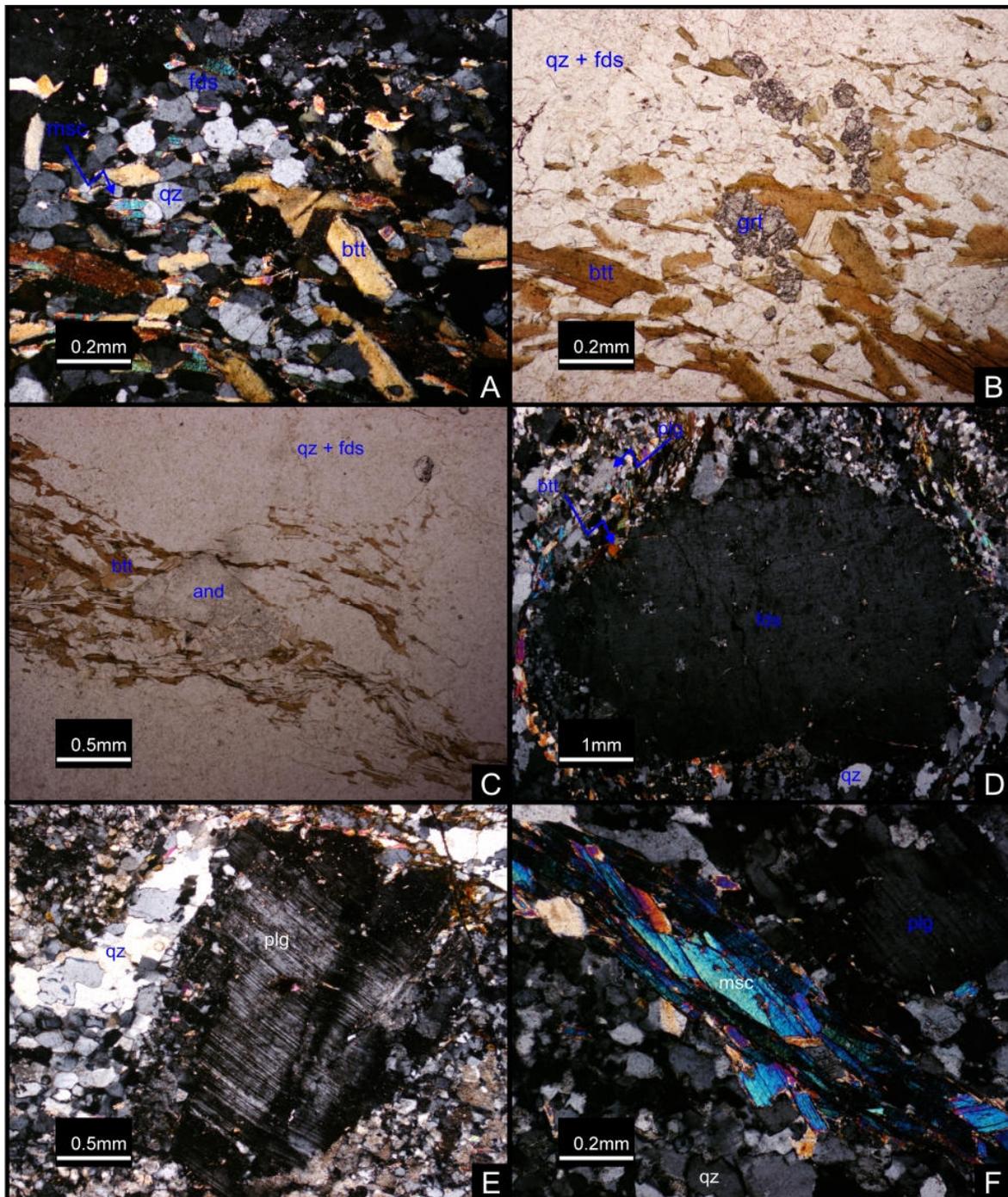


Fig. 7.21 – Aspectos mineralógicos e texturais do granito sin-tectónico de Maiorga: **A** – mineralogia geral com quartzo + feldspato + micas (moscovite e biotite) (nicóis cruzados); **B** – presença de granada secundária sobre a mineralogia primária do granito (nicóis paralelos); **C** – presença de andaluzite secundária sobre a mineralogia primária do granito (nicóis paralelos); **D** – cristal de dimensões centimétricas de feldspato contornado pela foliação do granito (nicóis cruzados); **E** – cristal de plagioclase com deformação interna e extinção ondulante; **F** – cristais de moscovite no seio de uma massa quartzo-feldspática, evidenciando a nível microscópico o bandado gnaissico do granito (nicóis cruzados). (qz – quartzo; plg – plagioclase; btt – biotite; msc – moscovite; and – andaluzite; grt – granada; fds – feldspatos).

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

O bandado gnaissico anteriormente descrito é passível de ser observado de forma clara a nível microscópico (fig. 7.21 F). O bandado demarcado pela intercalação de bandas ricas em biotite e moscovite com bandas ricas em quartzo, plagioclase e feldspato alcalino contorna os fenocristais de feldspato (fig. 7.21 D), denotando também a este nível a textura ocelada do granito em causa. Os fenocristais de feldspato evidenciam a presença de uma intensa deformação cristalina (Fig. 7.21 C), possível de observar também nos cristais de quartzo, que ostentam frequentemente extinção ondulante, subgranulação e uma intensa recristalização. Estas evidências microscópicas corroboram os dados macroscópicos que nos indicam uma intensa deformação do granito em causa durante os episódios tectono-metamórficos variscos na região.

No que se refere à composição mineralógica deste granito, ela é constituída maioritariamente por quartzo, feldspatos (onde a plagioclase surge abundantemente sob a forma de fenocristais centimétricos; fig. 7.21 E) e micas (moscovite e biotite, com clara dominância desta última; fig. 7.21 A e D). Este granito de duas micas apresenta contudo uma mineralogia acessória constituída por granada, andaluzite, zircão e minerais opacos; a andaluzite e a granada surgem pontualmente e permanentemente associada à biotite (fig. 7.21 B e C). Estes dois minerais apresentam clara sobreposição às estruturas prévias, mostrando um episódio metamórfico posterior à sua intrusão e deformação, que parecem ser contemporâneos.

A análise mineralógica do granito parece por em evidência a presença de um episódio tectono-térmico principal, do qual resulta a sua textura gnaissica, seguido de um episódio de menores dimensões que levou à cristalização da granada e da andaluzite. Contudo, estes minerais podem ser também resultado do episódio de arrefecimento contínuo do granito, refletindo assim um reajuste a nível químico e mineralógico durante o arrefecimento do granito e conseqüente cristalização destes minerais.

Como já foi referido no capítulo referente à síntese bibliográfica (cap. 2) o granito de Maiorga, foi datado por Abranches & Canilho (1981) com auxílio do par *Rb-Sr* para rocha total. A idade radiométrica (482 ± 79 Ma) obtida apresenta contudo um erro analítico muito grande. A idade adquirida torna-se inconclusiva estando a idade da intrusão compreendida entre o Neoproterozóico e o Emsiano – Devónico inferior (561 a 403 Ma).

Assim sendo, e tendo em conta o anteriormente referido, a génese deste granito parece estar intimamente associada aos episódios tectono-metamórficos variscos actuantes na região. Contudo, não será de excluir a possibilidade do granito em causa poder ser resultado dos processos distensivos associados às fases iniciais do Ciclo de Wilson Varisco. Se assim for, as características sintectónicas exibidas por este granito de duas micas, colocam um grande problema no que respeita à

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

interpretação da sua evolução geodinâmica o qual será discutido nos capítulos seguintes relativos à estrutura e evolução geodinâmica.

7.3.1 Granito do Tramagal

O granito do Tramagal, ao contrário do granito de Maiorga, é um granito tardio, não afectado pelas fases de deformação dúcteis variscas que afectam o granito anteriormente descrito. Com efeito, macroscopicamente o granito do Tramagal não ostenta características texturais que demonstrem a actuação de fases dúcteis, muito embora seja possível por vezes observar deformação mais tardia associada. Tendo em conta o anteriormente referido, os episódios geradores destes dois granitos é claramente distinta, sendo o granito de Maiorga aparentemente mais antigo que o granito do Tramagal.

O granito do Tramagal apresenta grão médio a fino, expondo uma mineralogia constituída essencialmente por quartzo + feldspatos + micas (biotite e moscovite). É possível pontualmente observar porfiroclastos de feldspatos no seio de uma matriz mais fina constituída pela mineralogia atrás referida. As texturas ígneas plutónicas são claramente observáveis a nível macroscópico (fig. 7.22).

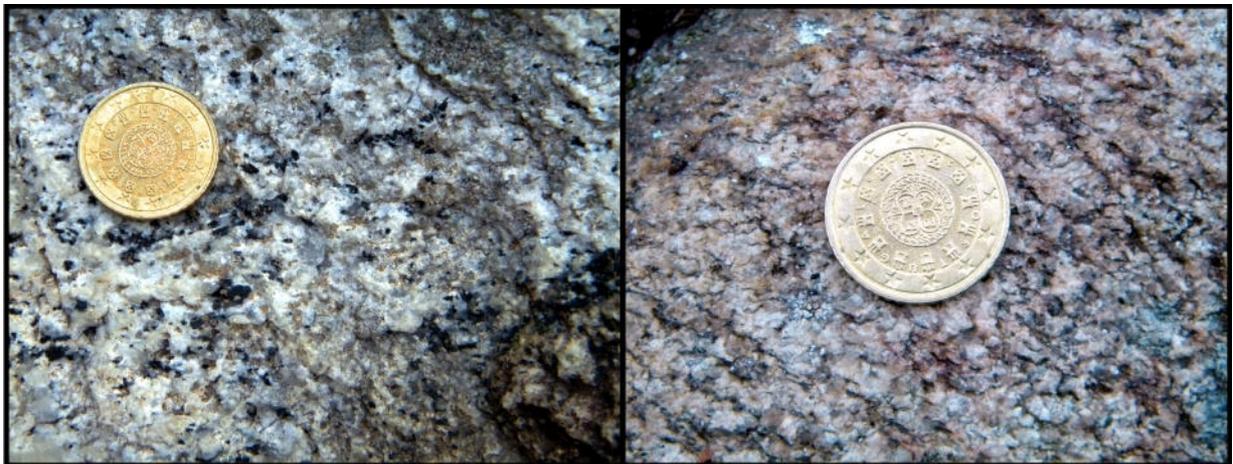


Fig. 7.22 – Aspecto macroscópico do granito do Tramagal, que se apresenta com uma deformação muito menos intensa que o granito de Maiorga, sendo possível observar claramente a sua natureza plutónica inicial.

Este granito de duas micas encontra-se instalado entre Unidade de Micaxistos Granatíferos do Tramagal e os gnaisses (que se encontram a Oeste da área em estudo), sendo o seu contacto a Este com esta unidade, marcado pela presença de uma estrutura planar mais frágil.

Trabalhos recentes levados a cabo por Pereira *et al* (2010), constataam que os gnaisses de Martinchel (vide cap. 6.3.2 para revisão) se encontram intruídos pelo granito do Tramagal assim como por diques de leocogranitos durante o Carbónico, respectivamente do Viséano (*ca* 334 Ma) e

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

do Serpukoviano-Baskiriano (*c.a.* 319 Ma). Os mesmos autores referem ainda que o Gnaisse de Martinchel e os granitos associados são muito provavelmente o resultado da evolução tectonotérmica progressiva, sendo posteriormente deformados em regime dúctil-frágil.

Pereira *et al* (2009) data o granito (*c.a.* 335-318) que se encontra a norte do maciço do Tramagal (granito de Alverangel/Casalinho), considerado por Romão *et al* (2010a) e Ribeiro *et al* (*in press*) como equivalente. Segundo Pereira *et al* (2009), este apresenta deformação em regime semi-dúctil em condições metamórficas atribuíveis à fácies dos xistos verdes.

Deste modo, os trabalhos levados a cabo pelos autores anteriormente referidos, permitem uma datação relativa dos granitos em causa. Sendo o granito de Alverangel (e conseqüentemente o do Tramagal) formado no Carbónico, a intrusão do granito de Maiorga pelas suas características texturais, será anterior, tendo-se formado durante um episódio tectono-magmático anterior ao que dá origem ao granito do Tramagal.

7.4. Depósitos de Cobertura terciários e quaternários

Em discordância ângular sobre os materiais atribuídos ao Neoproterozóico e ao Paleozóico (constituintes do soco cristalino), surgem sequências continentais pertencentes ao Neogénico e ao Quaternário que cobrem parcialmente os terrenos do soco. Os depósitos aqui referidos incluem de forma indiferenciada os depósitos do Neogénico/Terciário, os terraços fluviais e terraços levantados do Quaternário, assim como os aluviões e cascalheiras recentes, muito embora na Carta Geológica de Abrantes (ANEXO A) estes apareçam separados, uma vez que os seus limites foram parcialmente adaptados dos propostos por Gonçalves *et al* (1979).

Os depósitos terciários (fig. 7.23) incluem depósitos de conglomerados de matriz arenítico-argilosa vermelha (com blocos rolados de natureza quartzítica que atingem dimensões decimétricas), arenitos de matriz argilosa vermelha a acastanhada e saibros amarelados a castanho-amarelados ou vermelhos. O cimento destas rochas detríticas é geralmente ferruginoso. Pelas suas características macroscópicas tratam-se claramente de depósitos continentais fluviais, associados ao pré-Tejo.

Os depósitos quaternários incluem terraços fluviais e terraços levantados essencialmente constituídos por areias, muitas vezes vermelhadas, argilas e cascalheiras, na sua maioria com calhaus sub-rolados a rolados.

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes



Fig. 7.23 – Características macroscópicas dos depósitos continentais fluviais de idade meso-cenozóica presentes na área em estudo.

7.5. Ensaio de Correlação Estratigráfica

A sequência estratigráfica presente na região de Abrantes apresenta claras semelhanças com as sequências descritas para a transição Neoproterozóico-Câmbrico típicas dos diversos sectores da Zona de Ossa-Morena. Apesar da ausência de dados paleontológicos e geoquímicos, a atribuição de idades às diversas unidades aqui presentes torna-se relevante para a interpretação estrutural da região. Desta forma, a atribuição de idades a estas unidades, terá como base a correlação litoestratigráfica das unidades definidas para esta região, com as unidades definidas para os restantes sectores desta zona paleogeográfica (Oliveira *et al*, 1991; Chaminé 2000; Chaminé *et al*, 2003; Araújo *et al*, 2006; Pereira & Silva, 2006; Pereira *et al*, 2006; Chichorro *et al*, 2008; Romão *et al*, 2010a; fig. 7.24 e 7.25).

No que se refere às unidades do Neoproterozóico, nos trabalhos existentes sobre a região, estas vinham geralmente incluídas num “grupo” designado de Série Negra. Este grupo englobava indiferenciadamente desde unidades com alto grau metamórfico até baixo grau metamórfico. Os trabalhos agora realizados permitiram a diferenciação de diferentes unidades dentro dos terrenos neoproterozóicos. As unidades agora consideradas apresentam características à macro- e à microescala semelhantes às descritas para outros sectores da Zona de Ossa-Morena.

No que diz respeito à Unidade de Micaxistos Granatíferos do Tramagal, tal como já foi referido, ela aparece apenas na região mais a Oeste da área em estudo, na proximidade do Granito do Tramagal. O facto de ser constituída essencialmente por micaxistos biotíticos com granada e estauroлите, muito embora surjam pontualmente meta-quartzitos e rochas ortoderivadas, faz com que apresente claras afinidades litoestratigráficas com a Unidade de Espinho definida por Chaminé (2000; *vide* cap. 8). Esta unidade está decrita para o sector de Espinho-Albergaria-a-Velha, não havendo referência a unidades deste tipo no NE Alentejano.

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

Contudo, as unidades definidas por Oliveira *et al* (1991) para o NE Alentejano, parecem também elas surgir na região em estudo. Embora não seja possível observar a Formação de Campo Maior que engloba termos de mais alto grau metamórfico (*e.g.* gnaisses), a Formação de Morenos e a Formação de Mosteiros apresentam claras afinidades com as que foram agora descritas na região de Abrantes.

A Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes, atribuída ao Neoproterozóico, apresenta claras semelhanças com a Formação de Morenos. Com efeito, esta unidade apresenta leitos de carbonatos, micaxistos por vezes granatíferos, com intercalações de anfibolitos, xistos negros por vezes grafitosos e psamitos. Toda esta variedade litológica é também descrita para a Formação de Morenos.

À Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes, sucede a Unidade Anfibolítica do Açude de Abrantes. Esta unidade, parece não conter nenhum membro paralelizável com as unidades do NE Alentejano. Contudo, a sua extensão cartográfica na área em estudo é bastante grande, tendo expressão hectométrica a quilométrica. Os anfibolitos presentes parecem ser claramente ortoderivados, o que poderá evidenciar a presença de um vulcanismo básico intenso durante o Neoproterozóico na região de Abrantes. Este vulcanismo poderá contudo não estar representado de forma tão imponente no restante NE Alentejano. Esta unidade pode então estar englobada no NE Alentejano na formação de Morenos, que apresenta anfibolitos intercalados. Esta afirmação poderá contudo ser abusiva, sendo possível que este intenso magmatismo básico não seja penetrativo em toda a região.

Por fim, mas não menos importante, surge a unidade definida “Série Negra” de Abrantes, *s.s.* Esta unidade é caracterizada pela presença de liditos, que apenas surge na Formação de Mosteiros definida no NE Alentejano (Oliveira *et al*, 1991). Os trabalhos de Carvalhosa (1965), na região entre Portel e Ficalho, colocam na “Série Negra” membros litológicos com liditos, sendo que é este o critério de separação entre esta unidade e as unidades anteriormente referidas.

No que respeita às unidades que foram atribuídas ao Paleozóico inferior, estas apresentam claras semelhanças com as unidades da mesma idade descritas para os diversos sectores da Zona de Ossa-Morena. Estas unidades encontram-se associadas às etapas iniciais e principais da fase de rifting intracontinental amplamente descritas para a zona de Ossa-Morena (*e.g.* Mata & Munhá, 1990; Oliveira *et al*, 1991; Etxebarria *et al*, 2006; Pedro *et al*, 2006; Nance *et al*, 2012; fig. 7.25). Após os processos associados à formação da Cadeia Orogénica Cadomiana (*e.g.* Ribeiro *et al*, 2009), iniciam-se os processos de rifting intracontinental na Zona de Ossa-Morena. Estes processos levam a deposição de um conglomerado de base, ao qual se associa posteriormente a deposição de um

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

complexo vulcano-sedimentar (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991; Etxebarria *et al*, 2006; Nance *et al*, 2012). Contudo, não foi possível a individualização do conglomerado de base do Câmbrico na região em estudo. Este dado está de acordo com o que também foi descrito bibliograficamente. Pereira & Silva (2002) referem a possibilidade da existência da deposição das formações detríticas do Câmbrico inferior directamente sobre os metasedimentos neoproterozóicos atribuídos à Série Negra, sem deposição do conglomerado de base.

Embora o conglomerado de base do Câmbrico não esteja identificado na área em estudo, nos sectores mais a Este (na região da Barca do Pego), é possível observar meta-arcoses e metaconglomerados, que poderão ser correlacionáveis com os da base do Câmbrico, uma vez que se encontram no contacto entre o Neoproterozóico e as unidades atribuídas ao Câmbrico inferior.

Contudo, foi possível identificar a presença de um Complexo Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico, caracterizado por um vulcanismo félsico e uma componente siliciclástica com meta-arcoses. Este complexo é correlacionável, em Portugal, com os complexos vulcano-sedimentares de S. Vicente (Sector Alter-do-Chão-Elvas), Freixo Segóvia e Nava de Grou-Azeiteiros (Assumar e Ouguela respectivamente) e com a parte inferior da Formação de Monfurado (sector de Montemor-Ficalho; Chichorro *et al*, 2008) e (fig. 7.24) em Espanha, com a Formação de Malcocinado e de São Jerónimo e com Complexo vulcano-sedimentar de Bodonal (Quesada *et al*, 1990; Eguiluz *et al*, 2000; Sánchez-García *et al*, 2003; fig. 7.25). Todas estas unidades têm sido atribuídas ao Câmbrico inferior (Pereira *et al*, 2010; Nance *et al*, 2012; fig. 7.25).

O contacto entre esta unidade de base (atribuída ao Paleozóico inferior) e as unidades atribuídas ao Neoproterozóico parece ser sintomático da presença em Abrantes de uma deformação prévia nas formações atribuídas ao Neoproterozóico; com efeito, a cartografia de pormenor efectuada (ANEXO A e B) mostra que a Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico, atribuída ao Paleozóico inferior, contacta com três das unidades atribuídas ao Neoproterozóico. Para além do anteriormente referido, também a Este da área, a Unidade Vulcano-Sedimentar essencialmente Félsico parece apresentar uma relação angular com a unidade do Neoproterozóico que a antecede (Unidade Vulcano-Sedimentar de Abrantes), o que poderá também ser sintomático de uma discordância angular entre as formações do Paleozóico inferior e do Neoproterozóico.

Sobre o complexo vulcano-sedimentar anteriormente referido sobrepõe-se a Unidade Vulcano-Sedimentar Carbonatada de São Miguel do Rio Torto constituída essencialmente por mármore e metadolomias. Esta unidade pode ser correlacionável litoestratigraficamente com a Formação Carbonatada (predominantemente dolomítica) de Alter do Chão-Elvas (Oliveira *et al*, 1991; Pereira *et al*, 2006), a Formação Dolomítica (Câmbrico inferior) descrita para o sector Estremoz-Barrancos (Oliveira *et al*, 1991), o Complexo detrítico-carbonatado de Assumar e Ouguela (Pereira *et al*,

7. Caracterização litostratigráfica da região de Abrantes

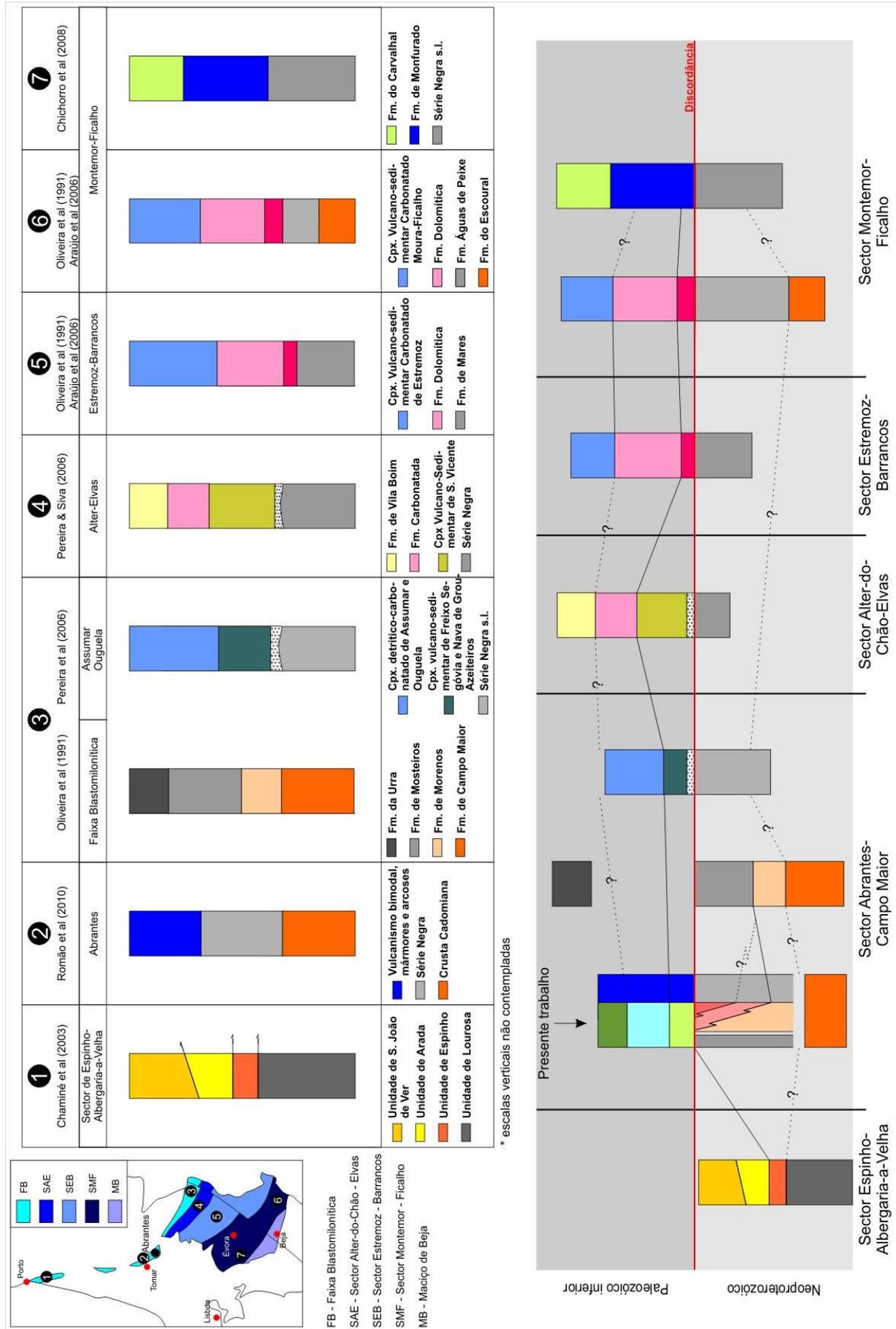


Fig. 7.24 – Sinopse estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, pondo em evidência as unidades da transição Neoproterozóico-Cámbrico e correlacionando as mesmas com as unidades definidas para a região de Abrantes.

Caracterização estrutural da zona de cisalhamento Tomar - Badajoz - Córdoba no sector de Abrantes

2006) e também com parte da Formação Monfurado que engloba uma componente carbonatada (Chichorro *et al*, 2008). Tal qual como as unidades anteriormente referida, esta unidade é atribuída ao Câmbrio inferior.

Superiormente, e em continuidade estratigráfica com a Unidade Vulcano-Sedimentar carbonatada surge uma Unidade Vulcano-Sedimentar Intermédia a Bimodal. Esta unidade apresenta semelhanças, a nível bibliográfico, com as formações detríticas que se encontram a topo das formações de origem carbonatada no sector de Alter do Chão – Elvas (Oliveira *et al*, 1991; Pereira & Silva, 2006), com a presença de um complexo siliciclástico com vulcanismo bimodal.

Como já foi referido, o vulcanismo, presente nestes complexos vulcano-sedimentares atribuídos ao Câmbrio inferior, tem sido associado aos processos de rifting intracontinental descritos para a Zona de Ossa-Morena (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991; Etxebarria *et al*, 2006; Lopez-Guijarro *et al*, 2008; Nance *et al*, 2012).

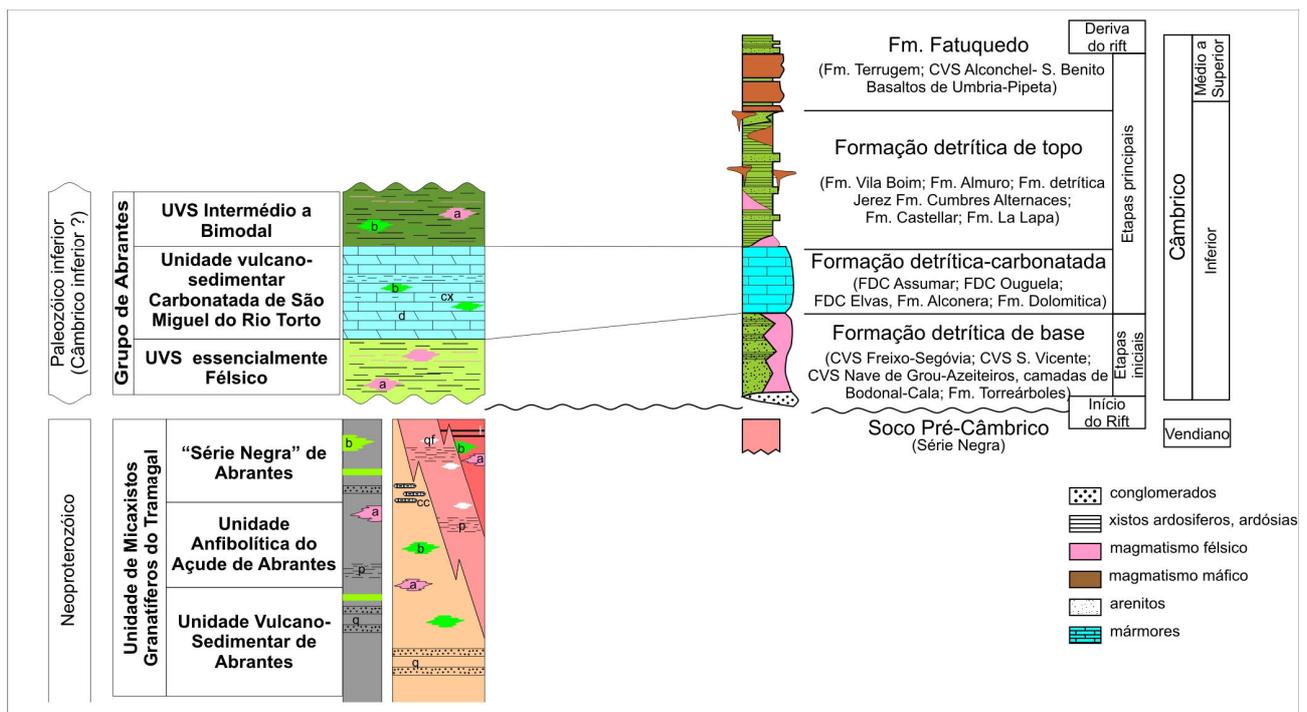


Fig. 7.25 – Correlação estratigráfica entre as unidades câmbrias típicas da zona de Ossa-Morena com as unidades atribuídas ao Câmbrio na região de Abrantes.