

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

A região de Abrantes é um sector chave para a compreensão do Orógeno Varisco no SW da Ibéria, uma vez que nesta região confluem duas das principais zonas de cisalhamento do Maciço Ibérico: Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo e Tomar-Badajoz-Córdoba. A cinemática predominantemente esquerda da Tomar-Badajoz-Córdoba e direita da Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo vai induzir necessariamente uma estrutura distinta da que caracteriza os restantes sectores (*e.g.* Ribeiro *et al*, 2007; 2009; *in press*; Pereira *et al*, 2009).

Neste capítulo pretende-se fazer referência aos trabalhos realizados na região de Abrantes, com principal ênfase aos trabalhos de cartografia geológica e estrutural, assim como de índole estratigráfica e de geocronologia.

Para uma melhor estruturação de ideias, elegeu-se a separação dos trabalhos realizados em capítulos que assumirão temáticas únicas mas que cruzaram dados de outras temáticas quando assim for pertinente, por forma a uma compreensão mais profunda das problemáticas geológicas existentes.

2.1. Estratigrafia

Os estudos de cartografia geológica realizados à escala 1:50.000 no final da década de 70 do século passado (fig. 2.1; Gonçalves *et al*, 1979), mencionam na região em estudo, uma sucessão litoestratigráfica ante mesozóica, toda ela colocada no Proterozóico, com excepção dos corpos graníticos à qual é atribuída, pelos autores, idades paleozóicas, muito possivelmente ordovícicas. A folha Sul da Carta Geológica de Portugal na escala 1/500.000 (1992) menciona também que as unidades que afloram nesta área pertencem ao Proterozóico superior.

Os termos basais desta sucessão correspondem a uma unidade gnaisso-migmatítica que aflora essencialmente entre a Chamusca e o Tramagal e a ENE da região de Alferrarede (Gonçalves *et al*, 1979; Teixeira, 1980; 1981). Segundo os autores, esta unidade compreende gnaisses bandados, frequentemente ocelados, e gnaisses graníticos de grão fino, que pontualmente patenteiam uma forte milonitização. Estes revelam a existência de uma migmatização, um metamorfismo e uma

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

xistosidade ante-hercínica, sendo, segundo os autores referidos, claramente polimetamórficos. A NE de Alferrarede surgem também dioritos blastomiloníticos associados a anfibolitos (alguns dos quais granatíferos) e gnaisses anfíbólicos (fig. 2.1). Contudo, esta unidade estratigraficamente mais baixa fica fora da área de trabalho, situando-se quer a W quer a E da área em estudo (fig. 2.1).

Aos gnaisses sucedem-se, de Oeste para Este, micaxistos granatíferos de granularidade grosseira com veios de quartzo residual, que na parte superior incluem leitos anfibolíticos e metavulcanitos ácidos, bem como calcários, calcoxistos e quartzitos negros (fig. 2.1 e 2.2; Gonçalves *et al*, 1979; Teixeira, 1980; 1981). Segundo os autores citados anteriormente, os micaxistos granatíferos são claramente polifásicos.

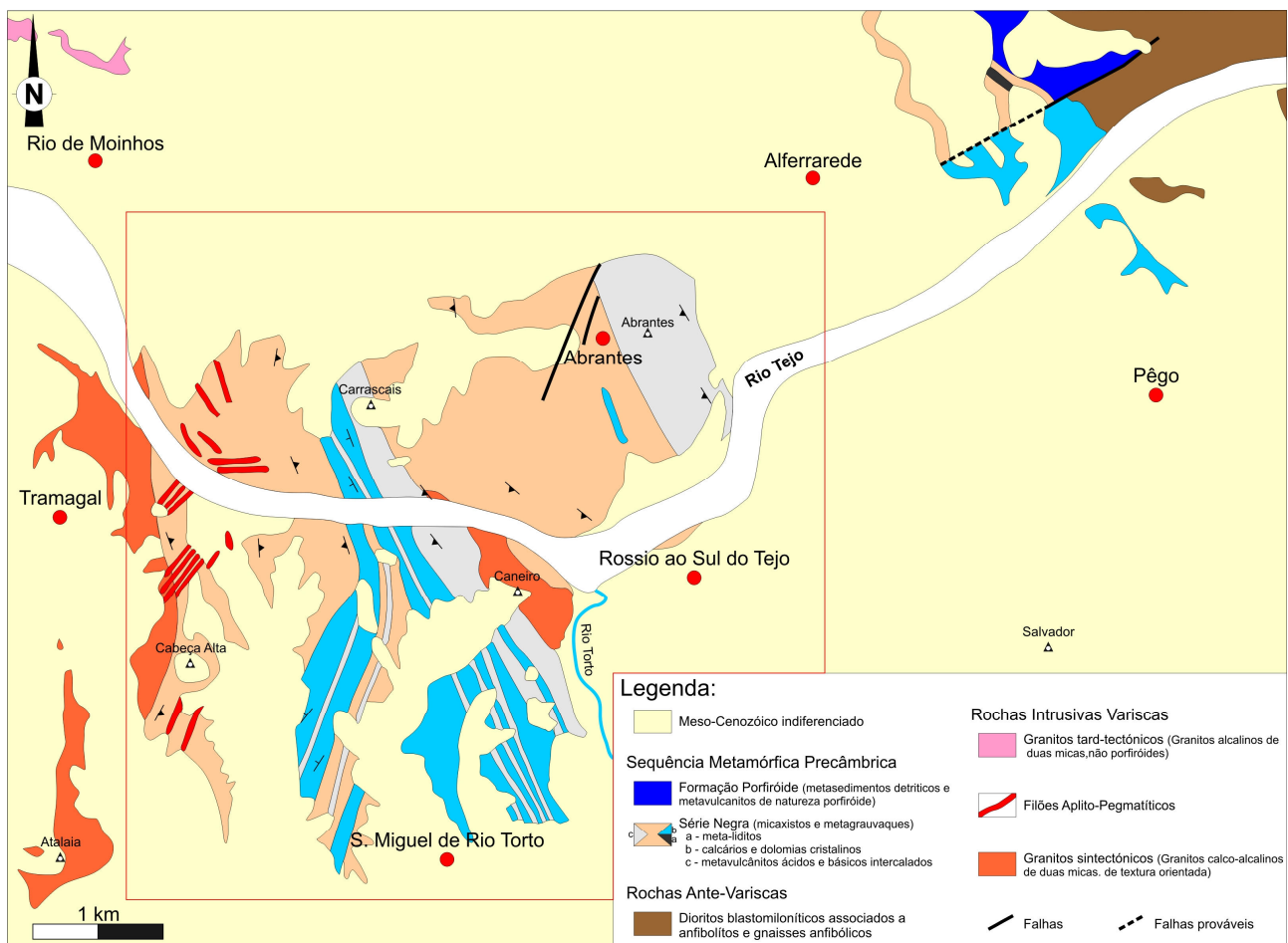


Fig. 2.1 – Mapa geológico do soco cristalino na região de Abrantes (adaptado de Gonçalves *et al*, 1979). A vermelho representa-se a área em estudo.

A topo da sucessão anteriormente descrita, tornam-se predominantes os níveis de calcários, em leitos pouco espessos, que se associam a rochas metavulcânicas ácidas. Entre os níveis de calcários surgem, por vezes, calcoxistos e localmente ocorrem anfibolitos francamente cristalinos sem vestígios de minerais residuais. A composição mineralógica destes anfibolitos parece indicar que

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

sejam ortoanfibolitos. A inexistência de uma estruturação anterior nos anfibolitos é interpretada pelos autores previamente referidos, como uma obliteração total da estruturação prévia.

Os níveis de carbonatos, surgem também a Este da área em estudo (fig. 2.1), contactando com os dioritos blastomiloníticos pertencentes à faixa de gnaisses polimetamórficos, muito possivelmente através de uma falha (Gonçalves *et al*, 1979).

Segundo Teixeira (1980), os calcários e os vulcanitos associados, presentes na região de Abrantes, e que foram inicialmente atribuídos ao Câmbrico, foram posteriormente atribuídos ao Proterozóico. Contudo, o autor não esclarece de que forma foi realizada essa atribuição, uma vez que estes calcários segundo o mesmo são azóicos, não havendo qualquer por isso vestígio fóssil, fazendo apenas referência que estes se encontram em continuidade com a série de micaxistos granatíferos polimetamórficos.

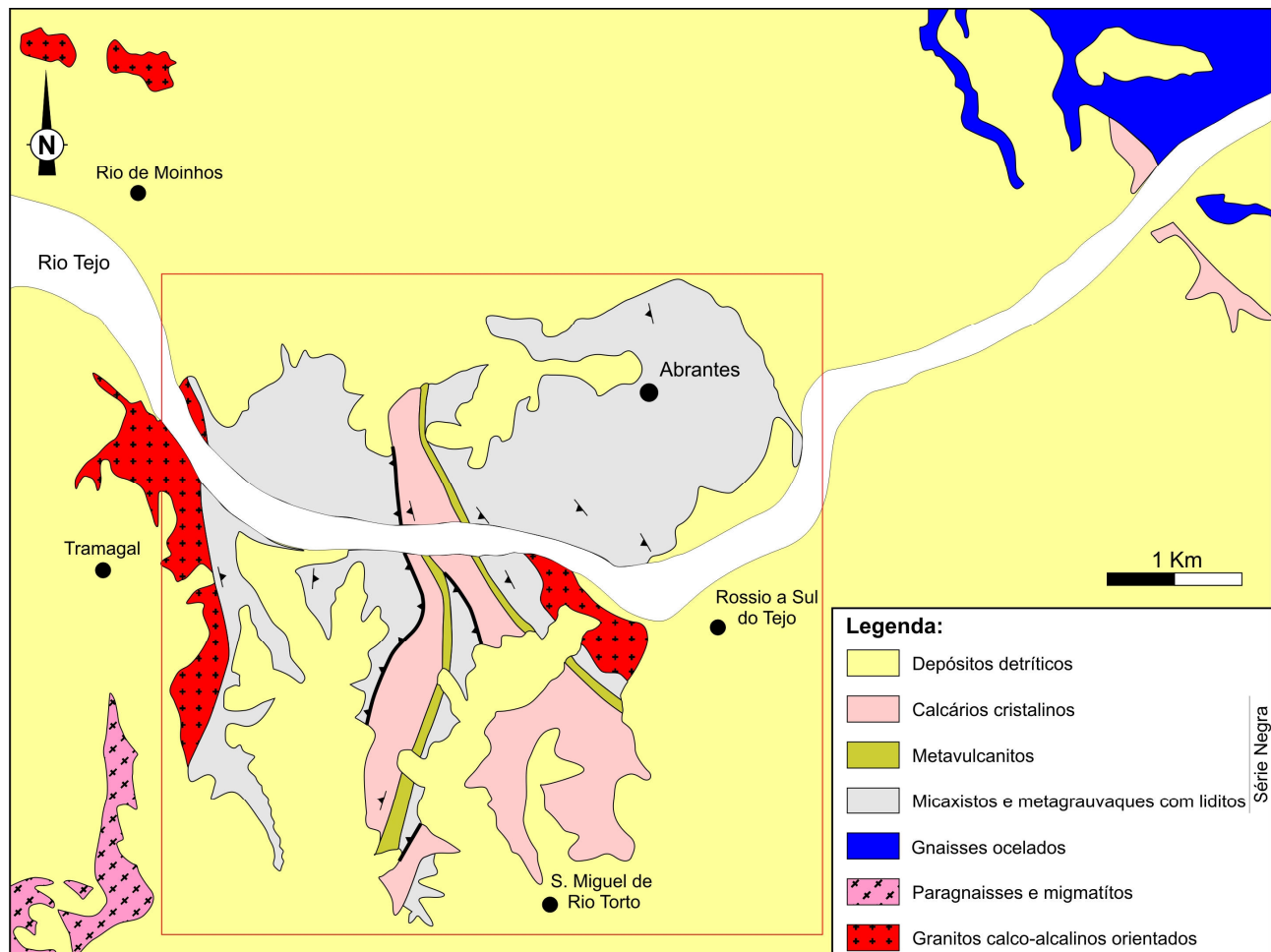


Fig. 2.2 – Mapa geológico da Região de Abrantes, com indicação da área em estudo a vermelho (adaptado de Gonçalves *in* Teixeira, 1981).

Todavia, esta ideia da sucessão pertencer na sua totalidade ao Proterozóico não é consensual. Trabalhos mais recentes (Pereira *et al*, 2009; Romão *et al*, 2010a; 2010b; Ribeiro *et al*, *in press*)

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

têm colocado parte desta série no Câmbrio inferior, essencialmente por correlação com outros domínios da Zona de Ossa-Morena (*vide caps. 5 e 7*).

A topo da sequência metapelítica anteriormente descrita, observam-se xistos luzentes com intercalações de metaliditos e calcários negros. Além do anteriormente referido surgem de leitos brechóides e rochas metavulcânicas. O conjunto é atravessado por filões doleríticos dobrados (Gonçalves *et al*, 1979; Teixeira, 1980; 1981).

A esta unidade sucede-se uma sequência metapsamítica constituída por metarenitos, metagrauvaques, rochas quartzo-albíticas a que se associam quartzitos cinzento, metapelitos, raros dolomitos e anfibolitos (Gonçalves *et al*, 1979; Teixeira, 1980; 1981). Segundo os autores, esta sequência detrítica patenteia apenas um episódio metamórfico associado à formação da xistosidade principal. Gonçalves *et al* (1979) refere ainda que esta série matapsamítica monometamórfica apresenta semelhanças ao Complexo Xisto-Grauváquico. É sobre esta unidade localizada no extremo Este da área em estudo que foi edificada a cidade de Abrantes.

Mais recentemente, Romão *et al* (2010a; 2010b) e Ribeiro *et al* (*in press*) propõem uma alteração na litoestratigrafia da região. Com base numa cartografia com uma escala menor (fig. 2.3), os autores propõem a seguinte sucessão de unidades tectonoestratigráficas. Da base para o topo:

- Crosta Intermédia Cadomiana constituída por granulitos retrogradados de pressão baixa a intermédia, datada como neoproterozóica com zircões metamórficos (539±3 Ma; Henriques *et al*, 2009)
- Crosta Superior Cadomiana compreendendo granitos gnaissicos, com zircões ígneo mostrando uma idade neoproterozóica (570 Ma) e monazites metamórficas mostrando um metamorfismo na transição Neoproterozóico-Câmbrio inferior (540±5 Ma; Henriques *et al*, 2009)
- Sequências vulcano-sedimentares Cadomianas constituídas por filitos e grauvaques na fácies dos xistos verdes, intercalados com bancadas de chertes negros e metavulcanitos bimodais. Segundo os autores estas sequências poderão ser correlacionáveis com a “Série Negra”.
- Cobertura paleozóica composta por vulcanitos bimodais, mármore e arcoses, metamorfizados na fácies dos xistos verdes. Esta sequência é atribuída ao Câmbrio-Silúrico por correlação com outros sectores da Zona de Ossa-Morena.

Tendo em conta as unidades anteriormente referidas e cartografadas (fig. 2.3), os autores propõem que a sequência na área em estudo seja constituída, da base para o topo, pela sequência vulcano-sedimentar Cadomiana sobre a qual se sobrepõe uma cobertura paleozóica constituída por vulcanitos bimodais e carbonatos.

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

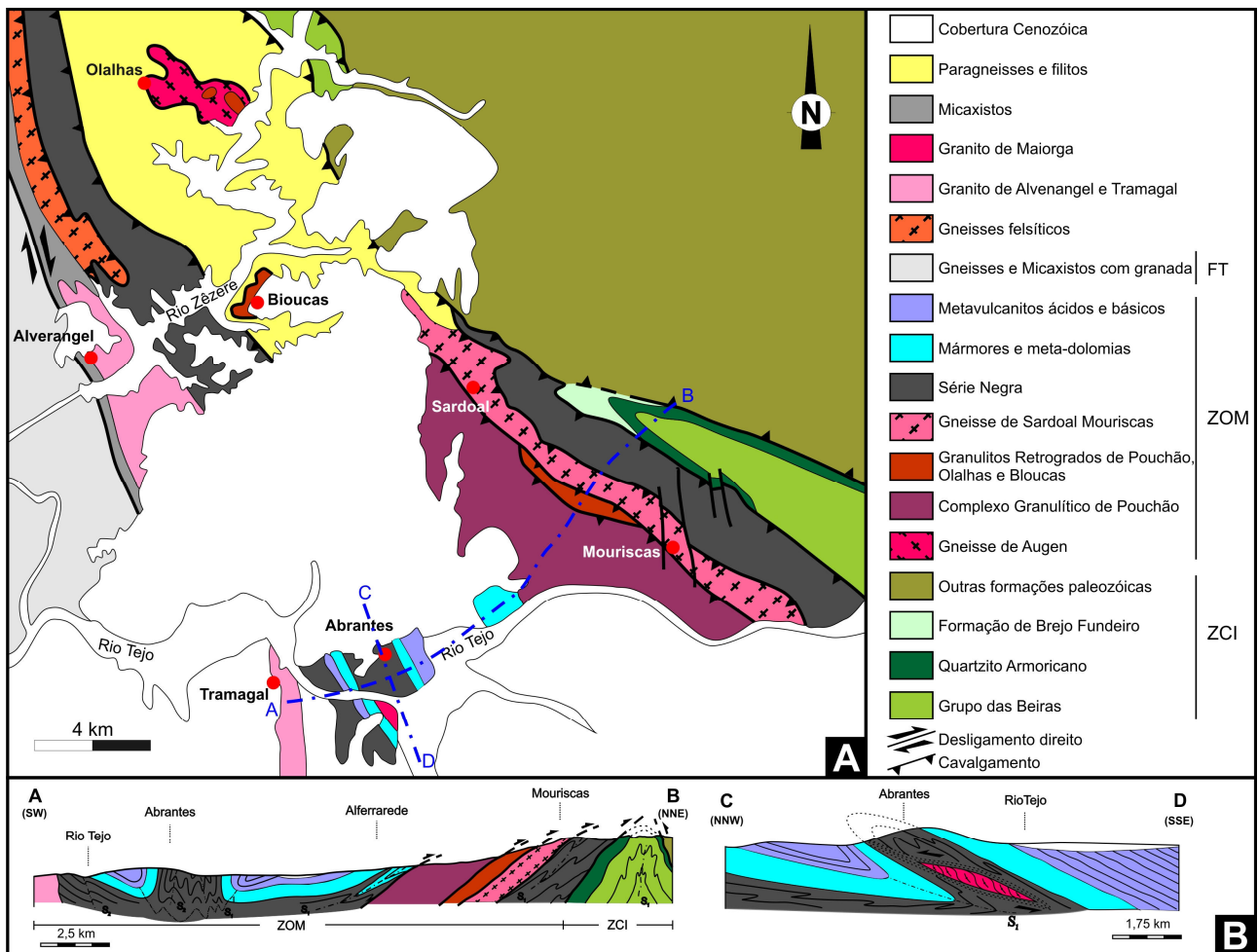


Fig. 2.3 – A – Mapa geológico preliminar do sector de Abrantes, na interferência entre as Zonas de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo e a Tomar-Badajoz-Córdoba; B – Cortes geológicos interpretativos transversais à estrutura na região de Abrantes (adaptado de Ribeiro *et al*, *in press*).

2.2. Plutonismo

No que aos corpos magmáticos diz respeito, Gonçalves *et al* (1979), descrevem a presença de granitos gnaissicos alcalinos, de duas micas, instalados nas séries migmatíticas (Granito de Rio de Moinhos-Tramagal) e na sucessão metassedimentar proterozóica (Granito do vértice geodésico de Caneiro, por vezes também designado por Granito do Rossio a Sul do Tejo ou de Maiorga). Segundo os referidos autores, estas representam intrusões ante-hercínicas (talvez do Ordovícico médio ou mais antigas) que foram submetidas a forte deformação e recristalização durante a 1ª fase hercínica, sin-metamórfica. Contudo, não excluem a possibilidade de as intrusões serem hercínicas, aliás é assim que são referenciados na folha 27-D, Abrantes (fig. 2.1). Seguidamente apresentar-se-á de forma resumida algumas das características apontadas por Gonçalves *et al* (1979) para os dois maciços graníticos presentes na área em estudo:

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

- O maciço de Rio de Moinhos-Tramagal

Segundo Gonçalves *et al* (1979), este maciço é constituído por gnaisses graníticos finos localizada entre a série gnaisso-migmatítica (a Oeste da área em estudo) e a unidade de micaxistos. Neste maciço não se observam com nitidez estruturas planares anteriores à foliação S_1 , apresentando o mesmo uma forte cataclase. Isto revela a preponderância da componente de deformação em relação à cristalização. As rochas deste maciço compreendem principalmente gnaisses blastomiloníticos e, raramente, miloníticos, de grão médio a fino. As estruturas oceladas são frequentes o que corresponde à elevada percentagem de megaclastos de quartzo e feldspatos relativamente à matriz cataclasítica.

- O granito de Maiorga / Caneiro / Rossio a Sul do Tejo

Para o autor, este corresponde aos termos alcalinos róseos mais grosseiros e porfiroclásticos instalados no seio da série metapelítica proterozóica, de forma aparentemente concordante. Estes ortognaisses protomiloníticos, segundo os autores, são derivados de granitos heterogranulares que sofreram metamorfismo dinâmico acentuado e recristalização incipiente. Foram sujeitos a intensa cataclase, apresentando uma importante fracção fenoclástica, responsável pela franca textura ocelada que estas rochas apresentam. A composição mineralógica é análoga ao granito do Tramagal (microclina, albite, mirmequite, moscovite, biotite, apatite, zircão, rútilo, clorite e sericite.), embora se verifique maior teor de feldspato potássico e micas, sendo a biotite a mica dominante.

A íntima ligação entre os granitos e o complexo gnaisso-migmatítico leva a que Gonçalves *et al* (1979) considere uma importante contribuição anatética para a origem destes granitos.

Posteriormente, Pereira & Macedo (1983) põem em evidência a presença de um conjunto de granitóides com idades em torno dos 500 Ma, compreendidas entre o Pré-Câmbrico a Câmbrico inferior no alinhamento do que é actualmente considerado como a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, com base nos dados por si recolhidos e nos dados de Pinto (1979) e Abranches & Canilho (1981) (fig. 2.4). Entre estes granitos os autores referenciam o *Granito de Rossio a Sul do Tejo*, datado por Abranches & Canilho (1981) com auxílio do método *Rb-Sr* para rocha total. A idade radiométrica estimada apresenta contudo um erro analítico muito grande, estando a idade da intrusão compreendida entre o Neoproterozóico e o Emsiano – Devónico inferior (482 ± 79 Ma).

Mais recentemente, Pereira *et al* (2010) com base em dados de campo e radiométricos constatarem que os gnaisses de Martinchel foram intruídos, durante o Carbónico, pelo granito do Tramagal assim como por diques de leocogranitos, respectivamente do Viséano (*c.a.* 334 Ma) e do Serpukoviano-Baskiriano (*c.a.* 319 Ma). Os mesmos autores referem ainda que o Gnaisse de

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

Martinchel e os granitos associados são muito provavelmente o resultado de evolução tectonotérmica progressiva, sendo posteriormente deformados em regime dúctil-frágil pela Zona de Falha Porto-Tomar com cinemática direita.

Pereira *et al* (2009) datam ainda o granito que se encontra a Norte do maciço do Tramagal (granito de Alverangel/Casalinho; fig 2.3), considerado por Romão *et al* (2010a) e Ribeiro *et al* (*in press*) como o mesmo corpo intrusivo. Segundo Pereira *et al* (2009), este apresenta claramente cinemática direita em regime dúctil a semi-dúctil em condições metamórficas atribuída à fácies dos xistos verdes. Os grãos encontram-se orientados definindo uma foliação bem marcada.

Este granito, assim como os complexos gnaissicos próximos, foram datados no trabalho anteriormente referido com auxílio dos pares isotópicos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões e monazites, tendo sido obtido uma idade de 333.7 ± 5.9 Ma para o Granito de Alverangel/Casalinho. Obteve-se também alguns zircões herdados no granito, com idades compreendidas entre o Câmbrio (*c.a.* 530 Ma) e o Neoproterozóico (*c.a.* 600–640 Ma). Os gnaisses que se encontram associados espacialmente ao Granito de Alverangel/Casalinho apresentam idades metamórficas entre os 334 ± 8.0 Ma (para o gnaisse quartzo-felspático) e 335 ± 30 Ma (para o gnaisse pelítico). O gnaisse quartzo-feldspático é, segundo os autores, um ortognaisse. A idade radiométrica do protólito ígneo deste gnaisse é 510.3 ± 2.0 Ma (Pereira *et al*, 2009).

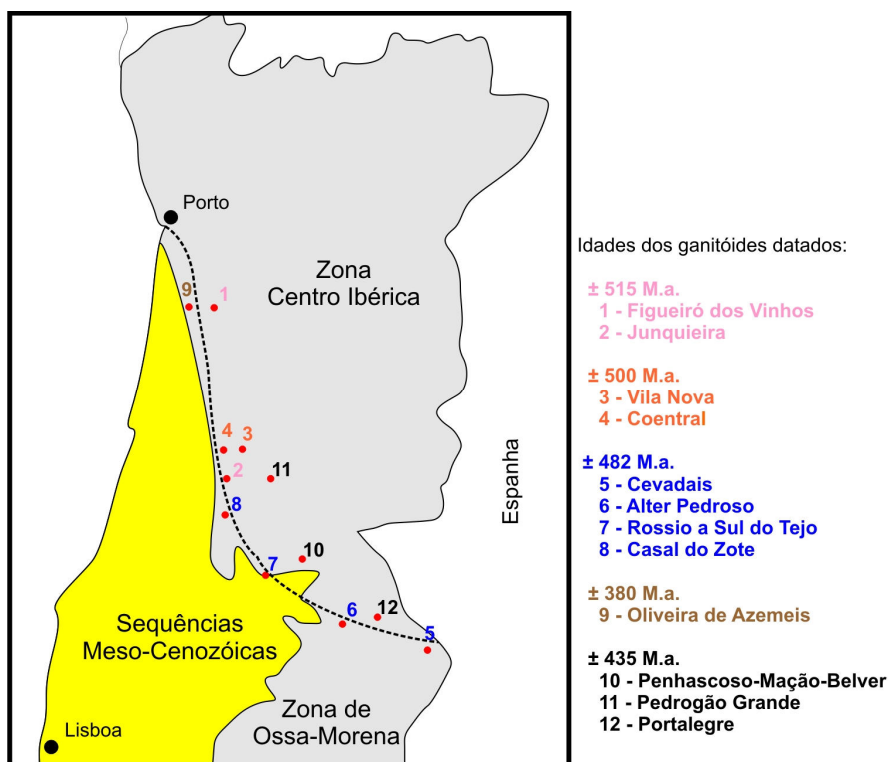


Fig. 2.4 – Esquema representativo dos limites entre as algumas das principais unidades geotectónicas nacionais, mencionando diversas datações realizadas ao longo da falha Porto-Tomar-Badajoz-Córdoba, actualmente dividida em dois mega-cisalhamentos: Tomar-Badajoz-Córdoba e Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (adaptado de Pinto, 1979 e Pereira & Macedo, 1983).

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

Segundo Ribeiro *et al* (*in press*), a idade do ortogneisse é reflexo do cortejo intrusivo relacionado com o processo de rifting intracontinental do Paleozóico inferior, gerados provavelmente por fusão parcial do soco Cadomiano com assinatura calco-alcalina, sendo a idade obtida consequência do *resetting* resultante do metamorfismo varisco.

Gonçalves *et al* (1979) colocam os granitos do Tramagal e de Maiorga, no mesmo grupo (fig. 2.1), que segundo os dados recentes deverão ter origens distintas apesar de apresentarem semelhanças em termos texturais e mineralógicos.

2.3. Estrutura e Modelos Geodinâmicos

No que diz respeito à estrutura da região, Gonçalves *et al* (1979) evidenciam a presença de uma foliação NW-SE mergulhante para NE na unidade de gnaisses e migmatitos, localizada a Oeste do Tramagal. Esta foliação mantém-se grosso modo mergulhante para NE nos micaxistos a Este do maciço granítico do Tramagal, embora aqui apresente variações quanto à direcção da foliação, compreendidas no quadrante NW. Na passagem dos carbonatos dolomíticos para a série metapsamítica, é possível verificar-se uma mudança de inclinação, que junto à pedreira de carbonatos na estrada do Tramagal é vertical, mas à medida que se avança para Este a vergência acentua-se para Nordeste. Contudo, e apesar das semelhanças no que respeita à vergência global, Gonçalves *in* Teixeira (1981) apresenta um mapa geológico simplificado onde representa no limite entre a unidade de micaxistos e os carbonatos acidentes de cinemática tangencial com transporte para ENE (fig. 2.2). Porém, os autores em causa não fazem qualquer tipo de consideração relativo ao modelo geodinâmico plausível para a explicação de tal estruturação, também porque os conceitos relativos à tectónica de placas eram ainda bastante jovens.

Como foi referido anteriormente a região em estudo localiza-se na transição entre as zonas de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba e a Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo. A Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba apresenta uma geometria e cinemática típica de uma estrutura em flor transpressiva em regime sinistrógiro (*e.g.* Fonseca, 1995; Ribeiro *et al*, 2007 e referências inclusas). A zona axial desta estrutura apresenta-se estrutura verticalizada contendo migmatitos e orto- e paragneisses, bem como várias lentes de eclogito anfibolitizado (Simancas *et al*, 2003). Segundo Ribeiro *et al* (2009) e Romão *et al* (2010b), esta unidade central ou axial encontra-se enraizada num descolamento junto à interface crosta média-inferior, citando o perfil IBERSEIS (Simancas *et al*, 2004). Segundo Salman (2004), estas rochas preservam idades (~532-502 Ma) magmáticas e metamórficas que registam o processo de subducção/obducção ocorrido durante o Cadomiano, sendo afectadas pelos processos de fusão relacionados com os eventos

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

extencionais ocorridos durante o Paleozóico inferior. Para Ribeiro *et al* (2007; 2009) e Romão *et al* (2010b) estas rochas de alto grau encontram-se preservadas no seio da zona axial, representando relíquias de soco Cadomiano retrabalhado.

Ribeiro *et al* (2007; 2009) propõem que esta estrutura de 1ª ordem apresente uma estruturação complexa longitudinalmente, que varia desde o seu limite SE até ao limite NW, onde se encontra a região de Abrantes (fig 2.5).

No sector de Hinojosa del Valle-Hornachos (Espanha), na unidade central, a estrutura verticalizada é substituída por um arranjo complexo correspondendo a uma zona de acomodação compatível com um regime de desligamento com cinemática esquerda e estiramento subhorizontal o qual é paralelo ao eixo cinemático *b*. Esta estrutura passa no sector de Badajoz-Portalegre a uma estrutura em flor positiva, com o estiramento semelhante ao sector anteriormente referido (fig. 2.5).

Finalmente os referidos autores sugerem que o extremo NW da Tomar-Badajoz-Córdoba correspondente à região de Abrantes. Neste local, o ramo vergente para NE contacta com o ramo vergente para SW, delineando uma dobra em bainha à escala quilométrica com nariz para NW e cisalhamento com topo no mesmo sentido (fig 2.5; Ribeiro *et al*, 2009; *in press*; Romão *et al*, 2010b). Tal acontece, segundo os autores anteriormente citados, porque a transformante Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, com actividade desde o Câmbrico-Ordovícico (Ribeiro *et al*, 2007), bloqueia a propagação para NW da Tomar-Badajoz-Córdoba. Segundo os mesmos autores, este dado é consistente com os dados de propagação do arrefecimento para NW obtidos por Quesada & Dallmeyer (1994).

Esta dobra em bainha quilométrica afecta toda a sequência litoestratigráfica (do Neoproterozóico ao Paleozóico inferior?) assim como o granito de Maiorga, prolongando-se até ao granito de Alverangel/Casalinho. Segundo Ribeiro *et al* (*in press*), esta encontra-se parcialmente obliterada devido à acção da segunda fase de deformação na região que dobra a xistosidade subhorizontal associada à principal fase de deformação Varisca na região. Segundo os mesmos autores, neste sector não há registo tectonometamórfico do regime de cisalhamento esquerdo típico da Unidade Central ou Axial da ZCTBC (Ribeiro *et al*, *in press*).

Para os autores anteriormente referidos, é possível verificar ao longo da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, de SE para NW, o decaimento da componente de desligamento na Unidade Axial, enquanto a componente de encurtamento normal ao desenvolvimento da estrutura se amplifica. Por outras palavras, é defendido que a estrutura passa de transpressiva, a SE, a uma estrutura compressiva pura, a NW, com uma componente de cisalhamento tangencial com topo para NW, o que explicaria a ausência de cinemática esquerda na região.

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

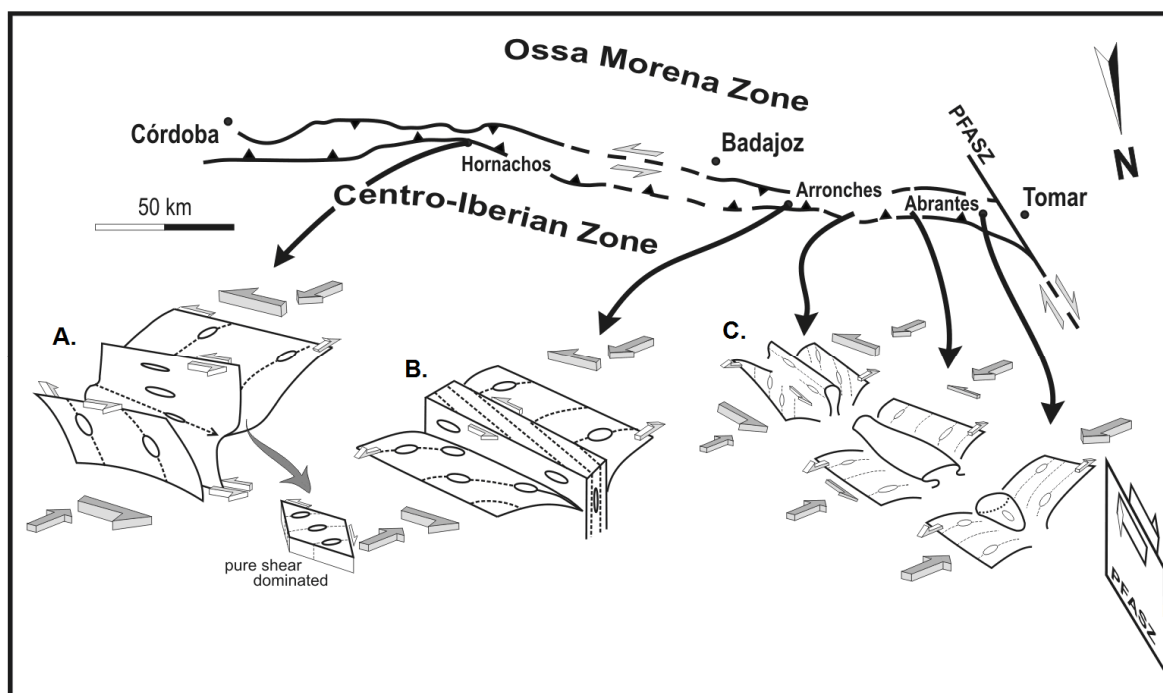


Fig. 2.5 – Cinemática e estrutura profunda da Zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (Ribeiro *et al*, 2009). De SE para NW: A – Sector de Hinojosa del Valle–Hornachos, zona de acomodação; B – Sector de Badajoz-Portalegre, estrutura em flor em regime transpressivo esquerdo; C – Sector de Abrantes, dobra em Bainha quilométrica na zona de interferência com a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo.

Segundo Romão *et al* (2010a) e Ribeiro *et al* (*in press*), todas as unidades tectonoestratigráficas definidas nesta região entre Tomar e Abrantes, e Cartografada a NE de Abrantes, são ainda separadas por cavalgamentos com transporte para NE (fig. 2.3). Este transporte sobrepõe mantos com unidades poli-metamórficas cadomianas, a unidades de baixo grau Varisco. Estes cavalgamentos seriam, segundo os autores, resultado da interação entre as duas zonas de cisalhamento (Tomar-Badajoz-Córdoba e Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo) em contexto intraplaca. Estes acidentes de cinemática tangencial apresentam geometria e cinemática semelhante às propostas em Teixeira (1981) por Gonçalves.

A Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo corresponderia a uma transformante interplaca Varisca (*e.g.* Chaminé 2000; Chaminé *et al*, 2003 Ribeiro *et al*, 2007; Romão *et al*, 2010b), com uma atitude global N-S em regime dextrógiro. Esta transformante seria responsável pelo bloqueio da propagação da Tomar-Badajoz-Córdoba para NW da região de Abrantes, resultando daí a formação da dobra em bainha quilométrica na região em causa (Romão *et al*, 2010b).

A ideia de que a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar fosse uma zona de cisalhamento com uma actividade prolongada no tempo inicia-se com os trabalhos de Dias & Ribeiro (1993), que reviram os modelos da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar, propondo que esta falha assim como a Zona de

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

Cisalhamento Coimbra-Córdoba estavam activos desde o Devónico terminal. Shelley & Bossiere (2000) sugeriram posteriormente que esta mesma zona de cisalhamento esteve activa na maioria dos tempos Devónicos. Mais recentemente, Ribeiro *et al* (2007) por sua vez defende que esta estrutura está activa já desde a transição Câmbrico-Ordovícico como uma falha transformante, tendo um papel preponderante na evolução geodinâmica do SW da Ibéria, estando activa até ao Carbónico.

Em suma o modelo geodinâmico defendido por Romão *et al* (2010a; 2010b) e Ribeiro *et al* (2007; 2009; *in press*), considera a existência de uma sutura Cadomiana na Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, reactivada durante o processo de *rifting* intracontinental, sendo a assinatura alcalina ou calco-alcalina herdada do Paleozóico inferior, evoluindo posteriormente para uma estrutura em flor durante as fases convergentes do ciclo Varisco no Paleozóico superior. A propagação da estrutura em flor de SE para NW, corroborante com o aumento das idades arrefecimento do sistema obtidas por Quesada & Dallmeyer (1994) com o par isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, é contudo bloqueada na região de Abrantes pela acção da Transformante Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, desenvolvendo-se assim uma dobra em bainha quilométrica com transporte tangencial para NW, devido aos problemas de espaço gerados pela interferência das duas zonas de cisalhamento.

Ainda segundo o modelo que temos vindo a citar, estes dados parecem indicar a presença de soco Cadomiano que, durante o ciclo Varisco, é transportado em regime de *thick-skinned*. Isto implica que estas unidades Proterozóicas tenham tido uma evolução poli-orogénica, enquanto as unidades Paleozóicas foram sujeitas apenas a um episódio orogénico, cuja estrutura e cinemática é influenciada pela tectónica cadomiana.

Porém, a interpretação estrutura desta região, pela sua complexidade, não é de todo consensual. Recentemente, Pereira *et al* (2009) publicam um trabalho de cartografia estrutural na região compreendida entre Martinchel e Abrantes (fig. 2.6 A). Esta região apresenta grande heterogeneidade na distribuição da deformação e na associação estrutural. Segundo estes autores, a associação estrutural permitiu distinguir dois domínios estruturais distintos: um domínio Este (o qual inclui a região em estudo nesta tese) e um domínio Oeste. O contacto entre estes dois domínios é grosso modo N-S e é oblíquo às principais unidades cartografadas.

O domínio Este apresenta um fabric S-L muito penetrativo, nos metapelitos, metagrauvaques e metavulcânicas félsicas na Barragem de Castelo de Bode (Pereira *et al*, 2009). Apresenta segundo os autores referidos critérios de cisalhamento esquerdo subparalelo às estruturas bastante claros. A foliação milonítica mostra uma geometria anastomosada com inclinações distintas. Quando a

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

foliação inclina para SW e para S é possível observar critérios cavalgantes com transporte para o quadrante SE e para E respectivamente (Pereira *et al*, 2009).

Para W do granito de Maiorga (pequeno corpo plutónico localizado na margem esquerda do Tejo; fig. 2.6 A), a orientação da foliação gira para N-S, nos micaxistos, metagrauvaques e metachertes, gnaisses, anfibolitos e mármore (Pereira *et al*, 2009). Estes litotipos apresentam uma lineação de estiramento próxima da horizontal, associando-se a critérios cinemáticos esquerdos.

Pereira *et al* (2009) identificam no granito uma foliação com orientação grosso modo NW-SE (N150°) mergulhante para NE (40°), contendo bandas de alta deformação atingindo dimensões métricas. Estas são caracterizadas por uma elevada milonitização, alterando a textura do granito para um filonito granítico, contendo uma lineação de estiramento tombada para SE definida pelo alinhamento de feldspatos e agregados de quartzo numa matriz fina. As bandas C-S indicam um regime esquerdo associado a um regime de cavalgamento com transporte para NW.

No domínio Oeste, as rochas metamórficas e ígneas mostram um aumento progressivo de complexidade para ocidente, onde ocorre uma zona de alta deformação com interferência de estruturas anteriores e posteriores com características típicas de um regime dúctil-frágil (Pereira *et al*, 2009). Junto à fronteira entre estes dois domínios a foliação apresenta uma orientação NW-SE (N140°) com inclinações variáveis uma vez que se encontra dobrada. A lineação de estiramento é sub-paralela aos eixos das dobras. Os indicadores cinemáticos indicam uma componente de cisalhamento esquerda associada a uma componente normal. Surgem, neste domínio, planos de falha discretos com orientações em torno do N-S (Pereira *et al*, 2009). Estas apresentam critérios de movimentação direita, contendo por vezes veios de granitos.

Na região de Martinchel (fig. 2.6 A), os gnaisses apresentam uma foliação milonítica com direcção NW-SE, com dobras que fazem variar a sua inclinação (Pereira *et al*, 2009). A lineação de estiramento é subparalela aos eixos das dobras ligeiramente mergulhante para SSE. Esta foliação encontra-se associada a critérios cinemáticos direitos associados a uma cinemática normal (Pereira *et al*, 2009). Surgem aí diques graníticos com encaves de gnaisses que perfazem pequenos ângulos com a foliação gnaissica. Quer os granitos quer o gnaisses encontram-se cortados por planos de falha subverticais de direcção grosso modo N-S. A deformação ao longo destes planos é típica de condições intermédias entre o regime dúctil e frágil. Estas falhas truncam e rodam a foliação gnaissica. Estas apresentam uma cinemática globalmente direita (Pereira *et al*, 2009).

Na região entre Martinchel e Abrantes, os critérios de cisalhamento direito surgem apenas a Oeste do Granito do Tramagal em migmatitos e gnaisses redobrados e associado a falhas (Pereira *et al*, 2009). Segundo os autores anteriormente citados, a Oeste o gradiente de deformação aumenta podendo definir-se uma zona de alta deformação, com critérios cinemático direito e normal. As

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

estruturas direitas tardias afectam as estruturas esquerdas anteriores, havendo um aumento progressivo das estruturas direitas para Oeste, enquanto as estruturas de cinemática sinistrógrica estão preservadas no sector Este (onde se encontra a área em estudo).

Segundo os autores mencionados, as estruturas do domínio Oeste já não apresentam a estruturação original devido à acção da Zona de Falha Porto-Tomar com cinemática de cisalhamento dextrógrica associada a uma componente normal com abatimento do bloco SE. Como resultado, o transporte tectónico apenas pode ser deduzido no domínio Este onde a cinemática sinistrógrica se associa a um transporte para o quadrante Este (Pereira *et al*, 2009).

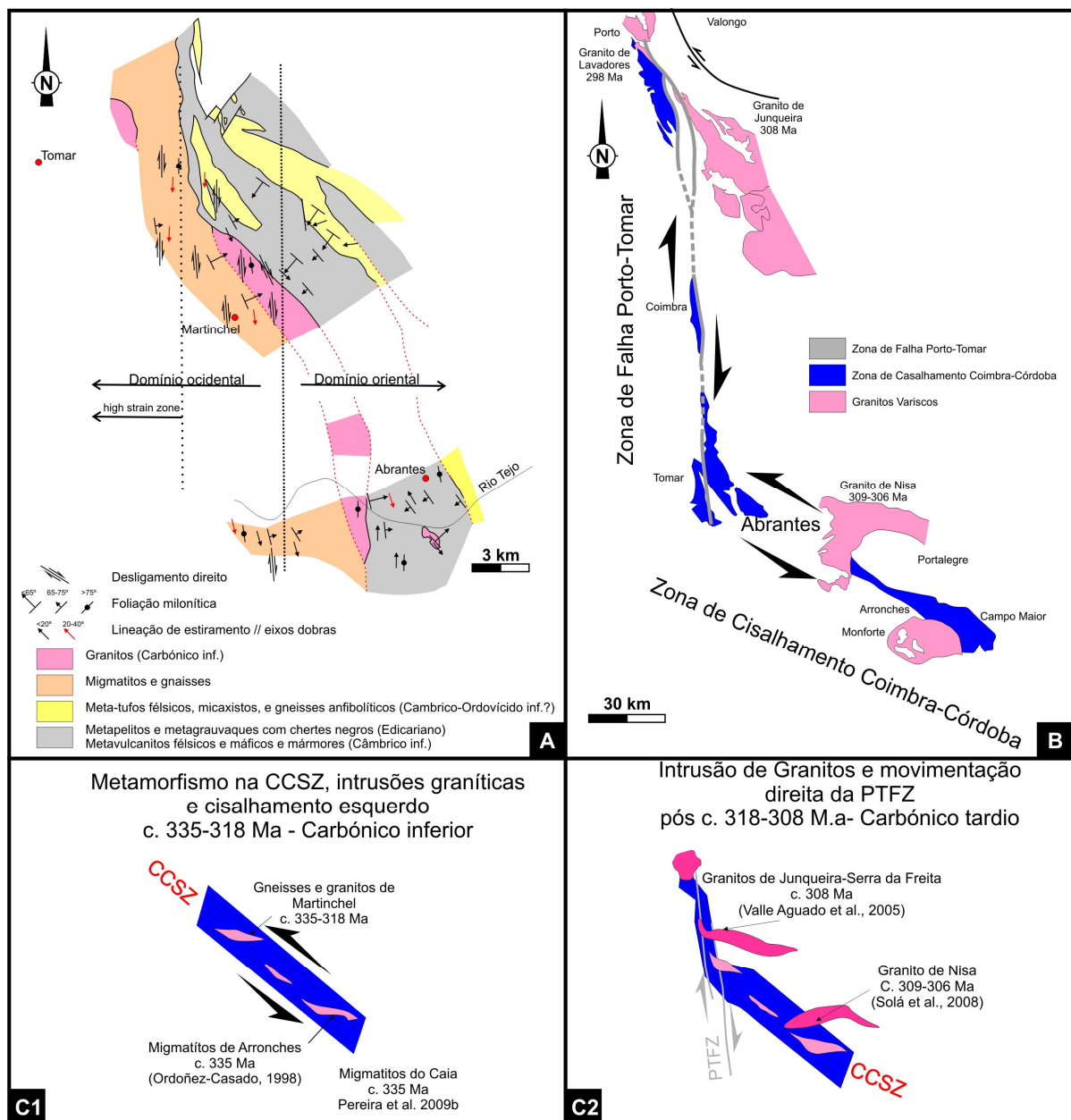


Fig. 2.6 – A – Mapa estrutural esquemático da região entre Abrantes e Tomar (adaptado de Pereira *et al*, 2009); B – Mapa geológico esquemático do sector Oeste do Maciço Ibérico mostrando o posicionamento da Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdoba e a Zona de Falha Porto-Tomar (adaptado de Pereira *et al*, 2009); C – Modelo esquemático mostrando os tempos relativos entre os diversos episódios tectonometamórficos e magmáticos associados à movimentação destas duas estruturas de 1ª ordem (adaptado de Pereira *et al*, 2009).

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

Para os autores, os dados apontam para que a Zona Falha Porto-Tomar seja apenas uma estrutura do Carbónico terminal (Kasimoviano) de dimensão quilométrica com cinemática dextra (fig. 2.6 B), não havendo segundo os autores dados para afirmar que a Porto-Tomar possa ser uma estrutura antiga, com um longo período de actividade e com cinemática típica de uma falha Transformante. Os autores associam esta zona de falha à curvatura do arco orogénico linear Varisco, resultante da colisão entre a Gondwana com a Laurússia que deu origem à Pangeia (Weil *et al*, 2001; Gutiérrez-Alonso *et al*, 2004; Martínez-Catalán *et al*, 2007). Esta falha afectaria a zona de cisalhamento anterior, que se estenderia de Coimbra a Córdoba (e não de Tomar como é proposto por Ribeiro *et al*, 2007 entre outros autores; fig. 2.6 B). Esta zona de cisalhamento dúctil precoce é acompanhada de fusão parcial desenvolvida sob condições típicas da fácies Anfibolítica.

Com base nestes resultados (Pereira *et al*, 2009; 2010) e dados anteriormente publicados pelos autores para o Nordeste Alentejano (*e.g.* Pereira & Silva, 2002; 2006; Silva & Pereira, 2004; Solá *et al*, 2009), os autores colocam assim a Coimbra-Córdoba com regime essencialmente sinistrógiro (fig. 2.6 C1) a funcionar desde o Viseano-Serpukoviano e antes do Kasimoviano, valor indicado pela intrusão do Granito de Nisa (*c.a.* 309–306 Ma).

A zona de cisalhamento Porto-Tomar deforma em regime dúctil a semi-ductil os gnaisses e granitos associado à Coimbra-Córdoba (fig. 2.6 C2), assim como os granitos tardios como são exemplo o Granito de Junqueira-Serra da Freita (*c.a.* 308Ma; Valle Aguado *et al*, 2005).

Os argumentos anteriormente referidos entram em contradição com os trabalhos multidisciplinares levados a cabo por Chaminé (2000) e Chaminé *et al* (2003), que interpretam a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo como um lineamento profundo do tipo falha transcorrente em regime interplaca, com largo espectro temporal de actuação. Segundo os autores anteriormente referidos, esta zona de cisalhamento estaria activa pelo menos desde as fases precoces da fase compressiva que dá origem à cadeia orogénica varisca (Silúrico superior a Devónico inferior) e provavelmente durante todo o Ciclo de Wilson. Tais dados são também apoiados pelos trabalhos levados a cabo por Dias & Ribeiro (1994) na região do Buçaco. Os dados de deformação finita obtidos pelos autores evidenciam uma mudança na geometria dos elipsóides de deformação de primeira fase nas regiões próximas a esta zona de cisalhamento. Os autores interpretam esta variação dos elipsóides de deformação finita, como resultado da actuação da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo com cinemática direita durante as fases precoces da orogenia varisca (D_1 ; atribuída ao Devónico médio-superior).

2.4. Problemáticas Geológicas

Como foi exposto anteriormente, a complexidade estrutural na região de Abrantes é bastante significativa. Tal facto não é alheio à presença de duas das principais estruturas Variscas no Maciço Ibérico. Para além disso os estudos de cartografia geológica realizados à escala 1/50.000 no final da década de 70 do século passado e baseado essencialmente em litoestratigrafia (Gonçalves *et al*, 1979), encontram-se desactualizados, necessitando de uma revisão profunda realizada à luz dos conceitos da Tectónica de Placas.

Como tal, um dos principais objectivos deste trabalho é a actualização/realização da carta geológica, a uma pequena escala (1/10.000 ou similar), no sector de Abrantes, mais especificamente na região compreendida entre Abrantes, Alferrarede, S. Miguel do Rio Torto e Tramagal, onde surge uma janela de soco cristalino no seio dos depósitos de idade neogénica.

Para a elaboração da cartografia geológica desta região, será necessário desde logo a individualização de unidades de cariz estratigráfico ou tectono-estratigráfico, que permitam uma melhor compreensão da evolução geodinâmica da região, quer do ponto de vista paleoambiental, quer do ponto vista estrutural.

Uma das principais problemáticas geológicas aqui existente, prende-se com facto de Gonçalves *et al* (1979) considerarem toda a série metamórfica do Neoproterozóico, sendo que Teixeira (1981) exclui mesmo a possibilidade da série carbonatada ser do Câmbrico. Contudo, Pereira *et al* (2009), Romão *et al* (2010a) e Ribeiro *et al* (*in press*) colocam parte da série no Paleozóico inferior.

Apesar de nesta primeira fase não se recorrer a nenhum tipo de método geocronológico ou analítico, para datação absoluta e caracterização geoquímica das unidades definidas, serão adoptados ensaios de correlação estratigráfica com outros domínios da Zona de Ossa-Morena. Estes ensaios pretendem desde logo uniformizar, se possível, as unidades cartográficas definidas com as colunas litoestratigráficas propostas para os diversos sectores da Zona de Ossa-Morena, com particular atenção para as colunas propostas para a Faixa Blastomilonítica definida por Oliveira *et al* (1991).

Para além do anteriormente referido, a definição de unidades terá um papel preponderante para a compreensão estrutural da região, uma vez que a confrontação de duas das principais zonas de cisalhamento do Maciço Ibérico nesta região é responsável pela complexidade estrutural inerente à região. A elaboração de uma cartografia detalhada, em particular a de natureza estrutural, poderá ser um meio eficaz para a interpretação dos padrões cartográficos complexos existentes na área em estudo.

2. Revisão Cartográfica e Problemática Geológica

No que respeita à estrutura, os trabalhos realizados recentemente (*e.g.* Pereira *et al*, 2009; Ribeiro *et al*, 2009; Romão *et al*, 2010a; 2010b) apresentam controvérsias quer no que diz respeito à interpretação regional da estrutura, quer no que respeita aos próprios dados estruturais colhidos.

A confirmação da existência de uma dobra em bainha de amplitude quilométrica necessita de dados de cariz geológico-estrutural que apoiem ou não essa interpretação, uma vez que a mesma apenas foi identificada em alguns cortes geológicos realizados em alguns sectores. Esta estaria associada a um transporte tangencial com topo para NW, sendo os critérios esquerdos raros ou mesmo inexistentes (Ribeiro *et al*, *in press*). Tais dados vão contra aquilo que é defendido por Pereira *et al* (2009) que sugerem que os critérios esquerdos são claros em toda a região de Abrantes, sendo que a Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba se prolonga pelo menos até Coimbra.

Outra das problemáticas importantes da região, a qual não é um objectivo primordial deste trabalho pois necessitaria de uma área mais abrangente, é a percepção do significado e do hiato temporal de actividade da Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo que é proximal à região. Como já foi descrito no subcapítulo anterior, as interpretações são muito distintas, havendo autores que defendem que esta estrutura é activa desde o Câmbrico-Ordovícico, sendo interpretada como uma transformante, encontrando-se directamente associada à estruturação de todo o Maciço Ibérico, outros, não eliminando a possibilidade de ser mais antiga, colocam esta zona de cisalhamento com actividade pelo menos desde o Silúrico superior estando activa durante as fases compressivas do Ciclo Orogénico Varisco, enquanto outros autores advogam que é apenas uma estrutura do Carbónico terminal relacionada com o dobramento e uma cadeia orogénica linear. Contudo, nenhum dos autores expõe a presença de estruturas associadas à Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo na região em estudo.