

4. Enquadramento Geológico

4.1. Localização do Maciço Ibérico no contexto da Cadeia Orogénica Varisca

A Península Ibérica abrange, na sua área continental, testemunhos bastante contínuos do Soco Varisco (ou Hercínico) Europeu (fig. 4.1), integrados naquilo que vulgarmente se designa por Maciço Ibérico ou Hespérico. Nele afloram materiais de idade compreendida entre o Proterozóico ao Paleozóico, os mais antigos com menor expressão geográfica, representando o segmento mais meridional do soco Varisco Europeu (Ribeiro *et al*, 1979).

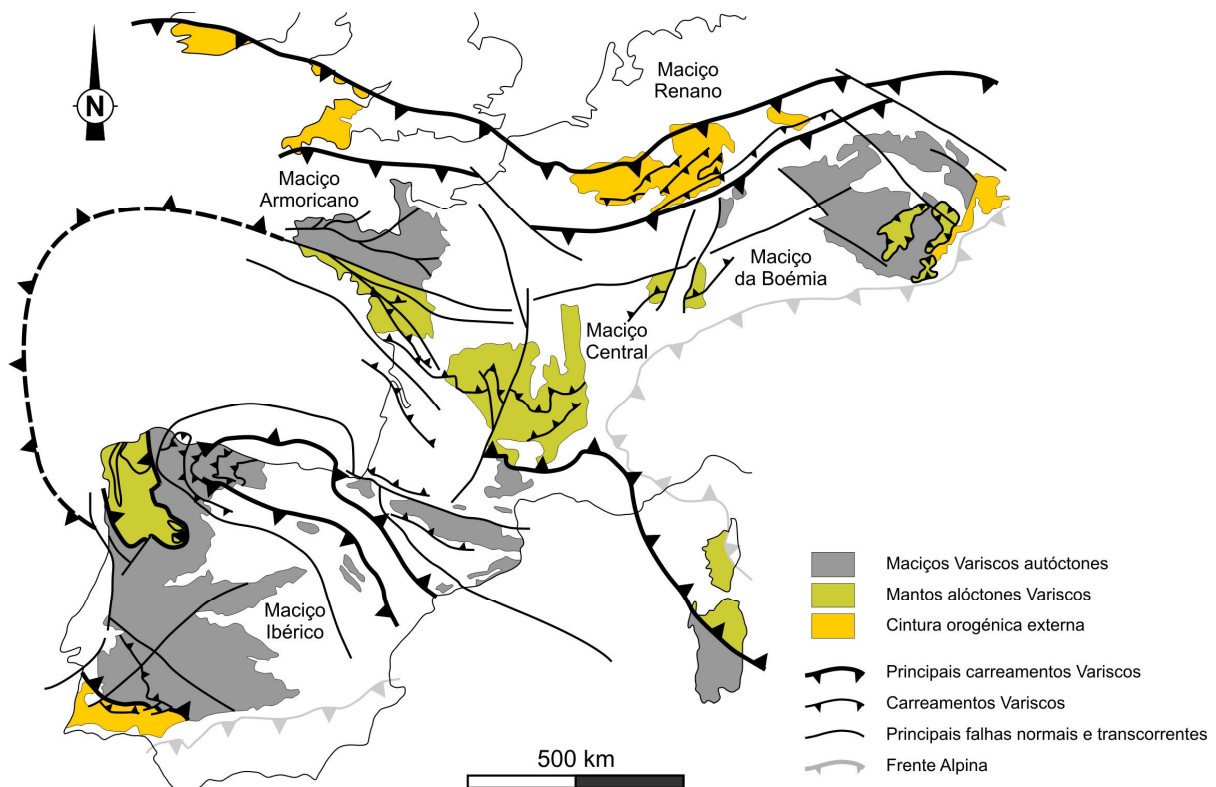


Fig. 4.1 – Principais maciços Variscos Europeus com referência aos principais mantos de carreamento (adaptado de Martínez Catalán, 1990; Matte, 1991; Ribeiro & Sanderson, 1996; Arenas *et al*, 2000).

As rochas presentes no Maciço Ibérico testemunham uma história complexa, resultado da actuação de mais do que um ciclo de Wilson completo. No entanto, é o Ciclo Varisco que está melhor representado pelas unidades tectono-estratigráficas que constituem o Maciço Ibérico. Este

4. Enquadramento Geológico

ciclo transpõe na maioria dos casos a estrutura anterior gerada pelos ciclos tectónicos proterozóicos, entre os quais se destaca o Ciclo Cadomiano (800?-560 Ma; *e.g.* Ribeiro, 2006).

A Cadeia Varisca Europeia aflora essencialmente no centro e Sudoeste da Europa. Esta é formada por uma série de maciços separados entre si por largas áreas de rochas mais recentes, pertencentes ao meso-cenozóico, que cobrem o substrato Varisco. Como já foi anteriormente referido para o Maciço Ibérico, estes maciços antigos são constituídos essencialmente por rochas pertencentes ao Paleozóico e ao Proterozóico, formadas durante o ciclo orogénico Varisco, por vezes com um legado orogénico anterior.

Do ponto de vista geodinâmico, esta cadeia é o resultado do choque de blocos continentais, que culmina com na formação do supercontinente Pangeia. Os modelos mais consensuais indicam que esta cadeia orogénica se forma na sequência do fecho várias bacias oceânicas e, conseqüentemente, da colisão de duas massas continentais, mais concretamente o bloco Laurência-Báltica (ou Laurussia) a Norte e o bloco Gondwânico a Sul, e de uma série de pequenos blocos continentais de menores dimensões (*e.g.* Matte, 1986; 1991; 2001; Quesada, 1992). Como referido, para alguns autores (*e.g.* Matte, 2001; Ribeiro *et al*, 2007), esta colisão envolveu um pequeno número de blocos continentais (fig. 4.2), que se encontravam entre os dois blocos principais, como são exemplo a Avalónia, Armorica e a Finisterra (*e.g.* Eguiluz *et al*, 1998; Ribeiro *et al*, *in press*). Contudo, o número de placas menores envolvidas não é consensual.

Embora este orógeno colisional seja amplamente aceite, a configuração geográfica e o número de placas envolvidas não é de todo consensual. Com efeito, têm-se sucedido vários modelos de evolução geodinâmica que pretendem explicar a totalidade ou partes da cadeia Varisca (*e.g.* Martínez Catalán, 1990; Matte, 1991; 2001; Ribeiro *et al*, 2007).

A Cadeia Varisca europeia tem uma orientação predominantemente NW-SE no seio do Maciço Ibérico passando a ENE-WSW nos maciços da Europa Central, evidenciando a curvatura do Arco Ibero-Armoricano (*e.g.* Dias & Ribeiro, 1995; Ribeiro, 2006); esta orientação é truncada pela orientação Alpina, a SE do Maciço Ibérico (cadeia Bética) e a SE do Maciço Central e da Boémia (cadeia Alpina; fig. 4.1).

4.1.1. Génese do Arco Ibero-Armoricano

O Arco Ibero-Armoricano apresenta uma virgação com convexidade para W, sendo formado pela associação do segmento pertencente ao ramo Armoricano e o ramo Ibérico (Iglesias *et al*, 1983; Dias & Ribeiro, 1995). Neste arco, as principais falhas e zonas de cisalhamento dispõem-se assimetricamente, sendo no maciço Armoricano dextrógiras (fig. 4.3 A; Matte, 1986; 1991) e no maciço Ibérico, as mais importantes, essencialmente sinistrógiras e subparalelas à direcção da

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

cadeia (fig. 4.3 A; e.g. Burg *et al*, 1987; Dias & Ribeiro, 1995). Contudo, julga-se pertinente referir uma excepção: a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo, apresenta uma direcção transversal à cadeia, possuindo uma movimentação dextrógiro (Chaminé, 2000; Ribeiro *et al*, 2007).

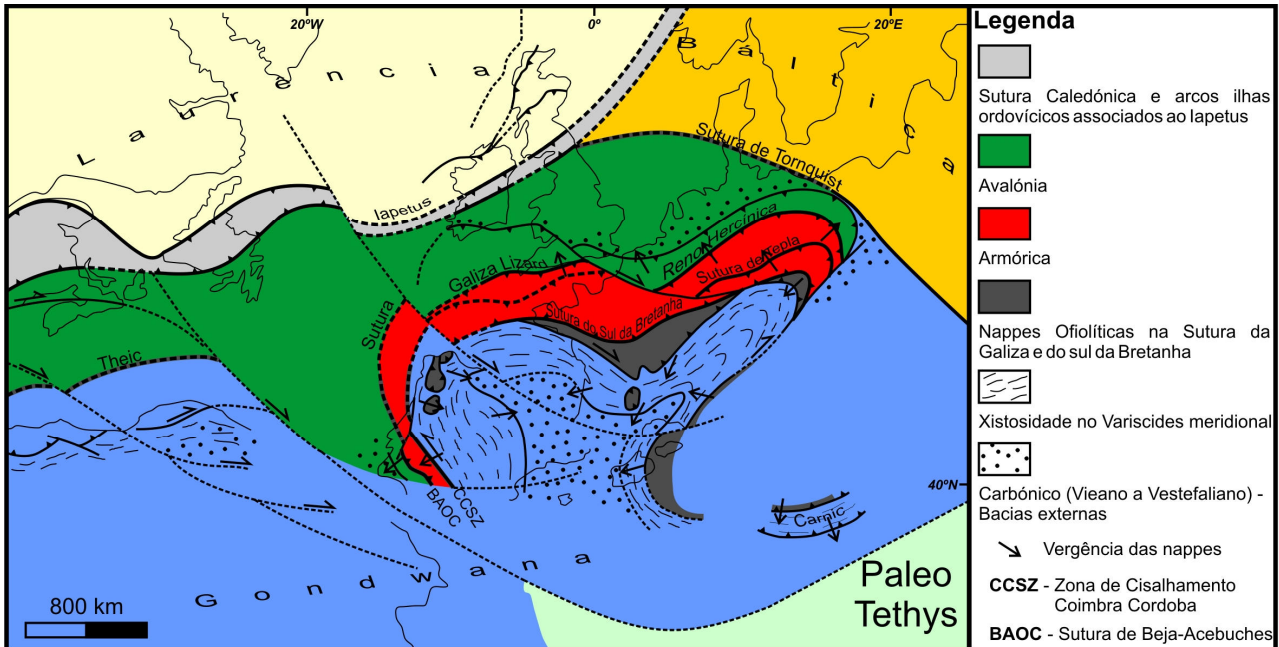


Fig. 4.2 – Possível configuração da cintura orogénica Varisca Europeia e Norte Africana no Pérmico (cerca de 270 Ma) mostrando as principais suturas e a extensão das microplacas Avalónia e Armórica (adaptado de Matte, 2001).

A génese deste arco tem sido alvo de diversos estudos, tendo sido propostos vários modelos para a sua génese e evolução. Destacam-se por exemplo os trabalhos de Matte & Ribeiro (1975), Brun & Burg (1982), Lorenz & Nicolls (1984), Matte (1986), Dias & Ribeiro (1995) e mais recentemente de Shelley & Bossière (2000), Weil *et al* (2001; 2010), Gutiérrez-Alonso *et al* (2004) e Ribeiro *et al* (2007).

Riding (1974) e Badham & Halls (1975) propuseram que a Ibéria se comportava como uma microplaca, sendo delimitada a N e S por zonas de colisão oblíquas e a W por uma zona de colisão frontal, resultando o arco da colisão entre esta microplaca com a margem continental curvada, na qual se teria incorporado. Matte & Ribeiro (1975) e mais tarde Matte (1986) sugerem o soco Cantábrico como responsável pela indentação do arco Ibero-Armoricano (fig. 4.3 B), sendo que este último compara a indentação do arco Ibero-Armoricano com a virgação associada a formação da cadeia dos Himalaias.

Brun & Burg (1982) apresentam também um modelo alternativo para a evolução geodinâmica do arco Ibero-Armoricano. Após o início de uma subducção, de direcção E-W, intra-ocêânica no Ordovícico terminal, limitada a W por uma transformante esquerda, verifica-se a colisão entre dois blocos continentais no Devónico inferior. A interacção entre as falhas transformantes e os cavalgamentos intracontinentais, fazem evoluir os movimentos relativos entre as duas massas

4. Enquadramento Geológico

continentais, que inicialmente são transversais e passam a longitudinais sinistrógiros. Durante Devónico superior e Carbónico a deformação é intracontinental e a curvatura do arco incrementa-se até à ocorrência de cavalgamentos na parte interna do arco (Zona Cantábrica), desenvolvendo-se uma componente sinistrógira no ramo Ibérico e dextrógira na Bretanha.

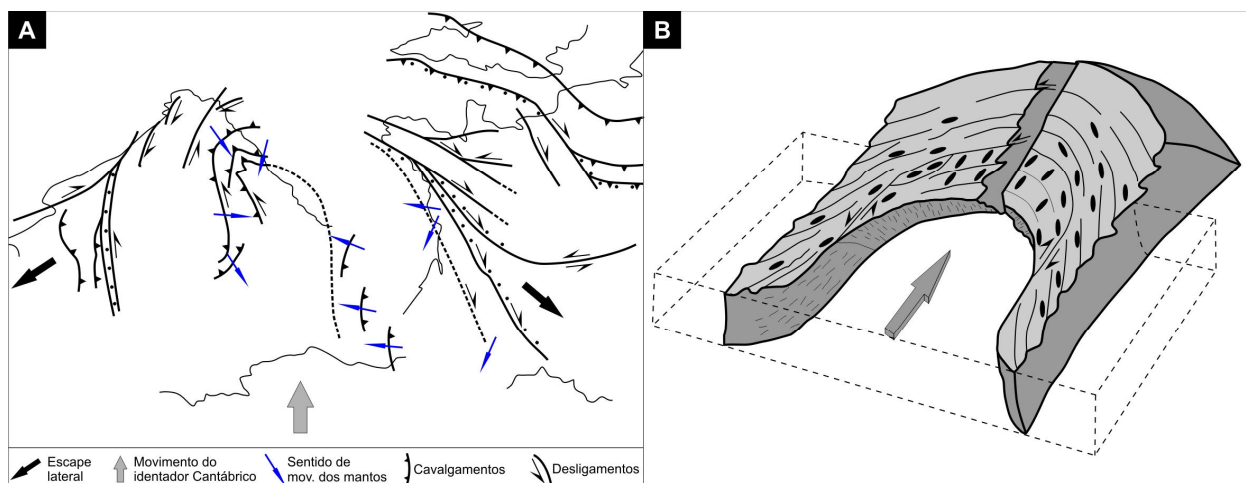


Fig. 4.3 – A – Cavalgamentos e desligamentos no arco Ibero-Armoricano (adaptado de Iglésias & Ribeiro, 1981a e Matte, 1986); B – Gênese da virgação do arco Ibero-Armoricano por indentação do bloco Cantábrico segundo Matte & Ribeiro (1975).

O modelo de Lorenz & Nicolls (1984) prevê a existência de um continente com uma frente de colisão irregular, a Norte e a Sul a placa sul europeia, limitada a Norte e a Sul por duas zonas de subducção. Após a colisão a estrutura vai ser condicionada pelas irregularidades da frente de dobramento setentrional, sendo os arcos o produto final da deformação interna da placa.

Segundo Dias & Ribeiro (1995), no Devónico a Ibéria deslocou-se para Norte, relativamente ao posicionamento da Europa central e do Norte, produzindo uma colisão oblíqua na parte Sul do Rheic e uma colisão quase que ortogonal a Norte, tendo como consequência a gênese de estruturas distintas em ambos os ramos do arco Ibero-Armoricano. Posteriormente no Carbónico, a colisão com a margem irregular da Laurásia induziu uma rotação do identador Cantábrico e consequentemente uma modificação no regime de deformação do arco: no ramo Norte os desligamentos predominam, sendo que na Ibéria os cavalgamentos passam a ser as estruturas dominantes.

Shelley & Bossière (2000) propõem um modelo alternativo. Estes autores defendem que o arco se forma por acção de um cisalhamento direito em torno da Ibéria que se comporta como um bloco rígido. Os cisalhamentos direitos estão representados na Ibéria pela Porto-Tomar, enquanto no ramo Armoricano se encontra bem representado por todas as zonas de cisalhamento Armoricanas. O modelo em causa não exclui a indentação do arco, mas apenas de 40-50° de rotação o que é apoiado por dados de paleomagnetismo, por acção das componentes convergentes associadas ao mecanismo

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

de transpressão, que induz a indentação do bloco rígido Ibérico. Os autores salientam ainda que as estruturas de orientação E-W a NW-SE no ramo Ibérico do arco, com componente esquerda e cavalgante, são principalmente reactivações de estruturas proterozóicas ou câmbrico-ordovícicas, que funcionam como dominó síncrono do cisalhamento direito.

Wiel *et al* (2001; 2010) propõem, com base em critérios estruturais e paleomagnéticos, que a formação do arco Cantábrico-Asturiano se formou como resultado de duas fases de deformação: a primeira forma a cintura de dobras e cavalgamentos, inicialmente rectilínea, por acção de uma direcção de compressão máxima E-W no Pensilvaniano, seguido de uma segunda fase de deformação, no Pérmico, coincidente com o movimento para Norte do bloco Gondwânico e as fases finais da colisão com a Laurússia, com direcção de compressão máxima N-S, da qual é resultante o *oroclinal bending* (dobramento orogénico). O modelo do *oroclinal bending* (fig. 4.4) é também apoiado/defendido por outros trabalhos dos quais de destacam o de Gutiérrez-Alonso *et al* (2004).

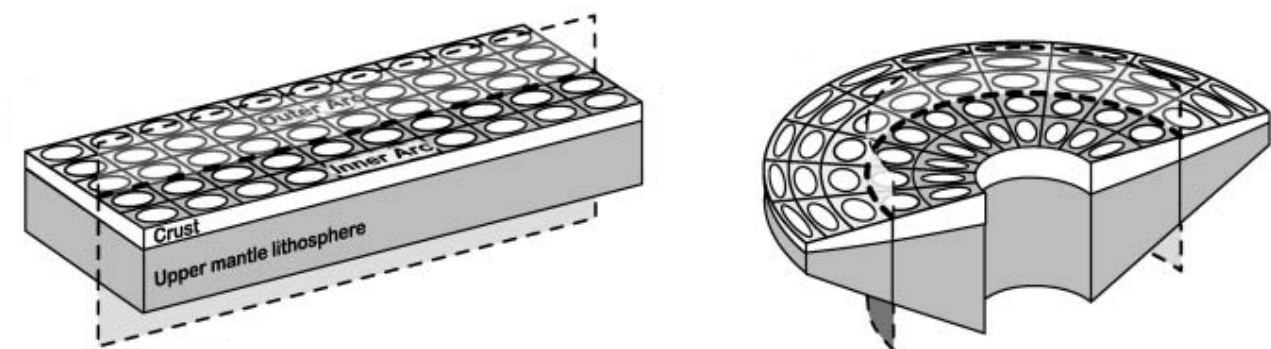


Fig. 4.4 – Bloco diagrama representativo do efeito de flexão da litosfera em torno de um eixo vertical. As elipses da deformação retratam o encurtamento paralelo do arco interno e o alongamento paralelo do arco externo, assim como o comportamento diferencial do manto litosférico, com espessamento no arco interno e adelgaçamento no arco externo (adaptado de Gutiérrez-Alonso *et al*, 2004; Wiel *et al*, 2010)

Por fim, refere-se o trabalho de Ribeiro *et al* (2007) que contrapõe os modelos bibliográficos propostos (Pérez Estaún *et al*, 1988; Ribeiro *et al*, 1995; Dias & Ribeiro, 1995) com os modelos de distribuição 3-D da tensão de Ribeiro *et al* (2003). Os autores propõem que o regime global de transpressão dextrógiro entre a Laurásia e a Gondwana pode explicar o desenvolvimento do arco Ibero-Armoricano, se se considerar um descolamento basal entre a cobertura e um indutor Cantábrico semi-rígido. O arco Ibero-Armoricano, segundo os autores anteriormente referidos, aquando da colisão continental já não era rectilíneo, apresentando já uma curvatura.

4.2. O Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico (ou Hespérico), como já foi referido, corresponde ao fragmento mais ocidental do soco Varisco europeu. Este encontra-se parcialmente coberto por formações meso-

4. Enquadramento Geológico

cenozóicas, que no território nacional português, são constituídos essencialmente pela Orlas Ocidental (a Oeste) e Algarvia (a Sul).

Subdividido inicialmente por Lotze (1945) em seis domínios distintos (fig. 4.5 A), tendo como base o reconhecimento de contrastantes características estratigráficas, tectónicas, paleogeográficas, magmáticas e metamórficas, os limites dos domínios do Maciço Ibérico foram posteriormente reinterpretados por diversos autores (*e.g.* Ribeiro *et al*, 1979; 1990a), muito embora os limites entre as grandes unidades constituintes do Maciço Ibérico não tenham sofrido grandes alterações relativamente às fronteiras inicialmente estabelecidas (fig. 4.5).

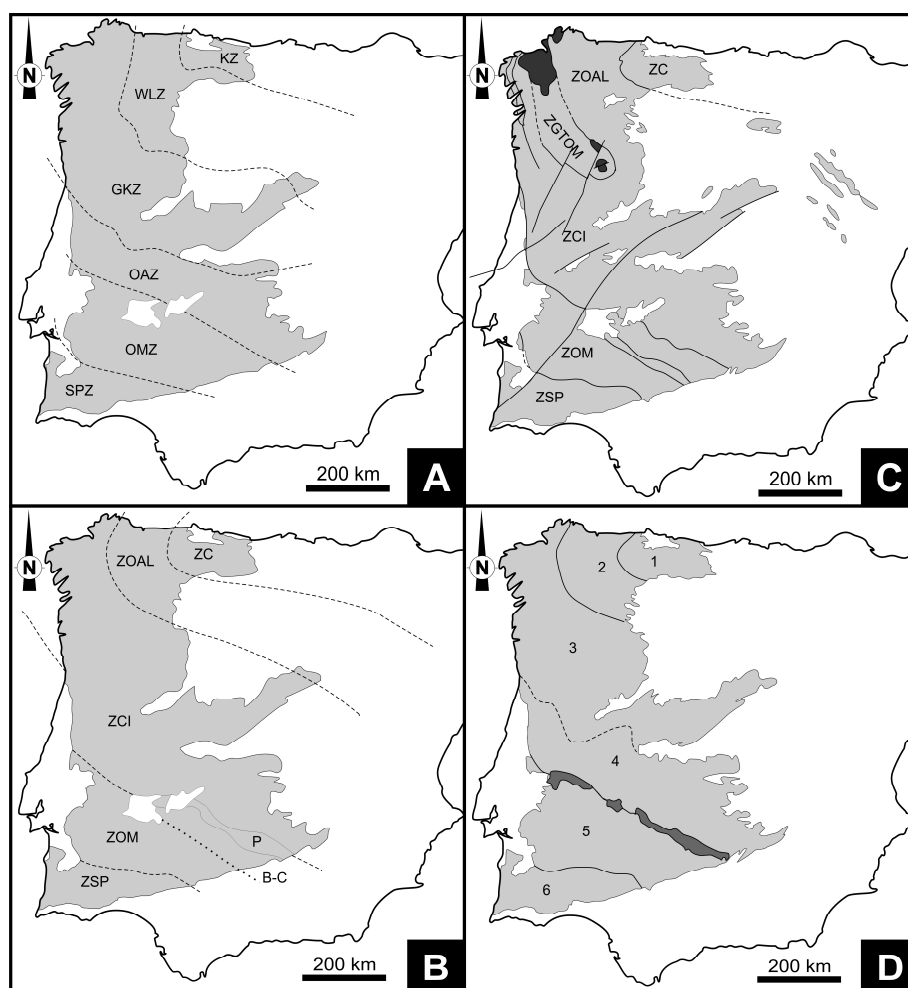


Fig. 4.5 – Principais divisões do Maciço Ibérico (a cinzento claro) segundo diferentes autores: **A** – subdivisão proposta por Lotze (1945): KZ – Kantabrische Zone (Zona Cantábrica), WLZ – Westasturisch-Leonische Zone (Zona Asturo-ocidental-Leonesa), GKZ – Galizisch-Kastilische Zone (Zona Galaico-Castelhana), OAZ – Ostlusitanisch-Alcudische Zone (Zona Luso-Alcudiana), OMZ – Ossa-Morena Zone (Zona de Ossa-Morena), SPZ – Sudportugiesische Zone (Zona Sul Portuguesa); **B** – subdivisão por Julivert *et al* (1974): ZC – Zona Cantábrica, ZOAL – Zona Asturo-ocidental Leonesa, ZCI – Zona Centro-Ibérica, ZOM – Zona de Ossa-Morena, ZSP – Zona Sul Portuguesa, P – batólito de los Pedroches, B-C – zona de cisalhamento de Badajoz-Córdoba; **C** – subdivisão proposta por Ribeiro *et al* (1990b): ZC – Zona Cantábrica, ZOAL – Zona Oeste-Asturo-Leonesa, ZCI – Zona Centro-Ibérica, ZOM – Zona de Ossa-Morena, ZSP – Zona Sul Portuguesa; **D** – Principais Unidades Paleogeográficas da Península Ibérica segundo Ribeiro *et al* (1979): IM – Maciço Ibérico: 1 – Zona Cantábrica, 2 – Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, 3 e 4 – Zona Centro Ibérica, 5 – Zona de Ossa-Morena, 6 – Zona Sul Portuguesa. A cinza escura evidencia-se o eixo magmático de Pedroches.

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

Os seis domínios tectonoestratigráficos definidos por Lotze (1945) são de Nordeste para Sudoeste: Zona Cantábrica, Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Lusitana Oriental-Alcudiana, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul-Portuguesa.

Julivert *et al* (1974) introduz posteriormente algumas alterações aos domínios tectonoestratigráficos de Lotze (fig. 4.5 B), definindo a Zona Centro Ibérica por unificação das zonas Galaico-Castelhana e Lusitana Oriental-Alcudiana, passando-se também a referir a existência da subzona Galiza Média – Trás-os-Montes, posteriormente definida como zona por outros autores (*e.g.* Quesada, 1991).

A evolução do conhecimento geológico pertencente do soco Varisco Ibérico e a introdução de novos conceitos como o de “*Terreno Tectonoestratigráfico*” (unidade estrutural com continuidade estratigráfica, paleontológica, magmática, metamórfica e metalogenética, distinta das circundantes, com fronteiras limitadas por acidentes tectónicos de 1ª Ordem; Coney *et al*, 1980), permitiram uma nova abordagem e interpretação da evolução geodinâmica do Maciço Ibérico.

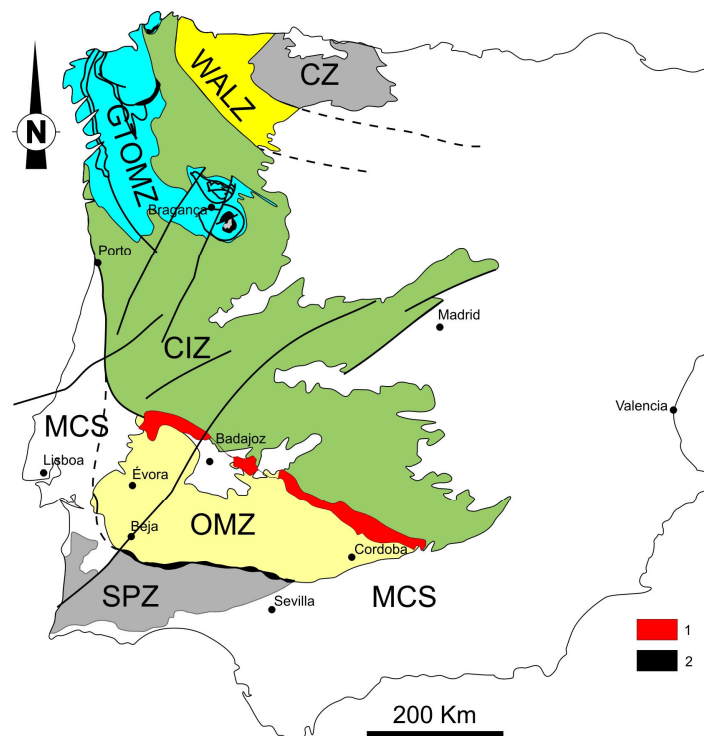


Fig. 4.6 – Principais divisões do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro *et al*, 1979; 1990b; Robardet & Gutiérrez-Marco, 2004; San José *et al*, 2004): CZ – Zona Cantábrica, WALZ – Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, GTOMZ – Zona de Galiza Trás-os-Montes, CIZ – Zona Centro-Ibérica, OMZ – Zona de Ossa-Morena, SPZ – Zona Sul Portuguesa, MCS – Sequências Meso-Cenozóicas; 1 – Eixo plutónico de Pedroches; 2 – Terrenos Ofiolíticos setentrionais (Galiza e Trás-os-Montes) e meridionais (Beja-Acebuches).

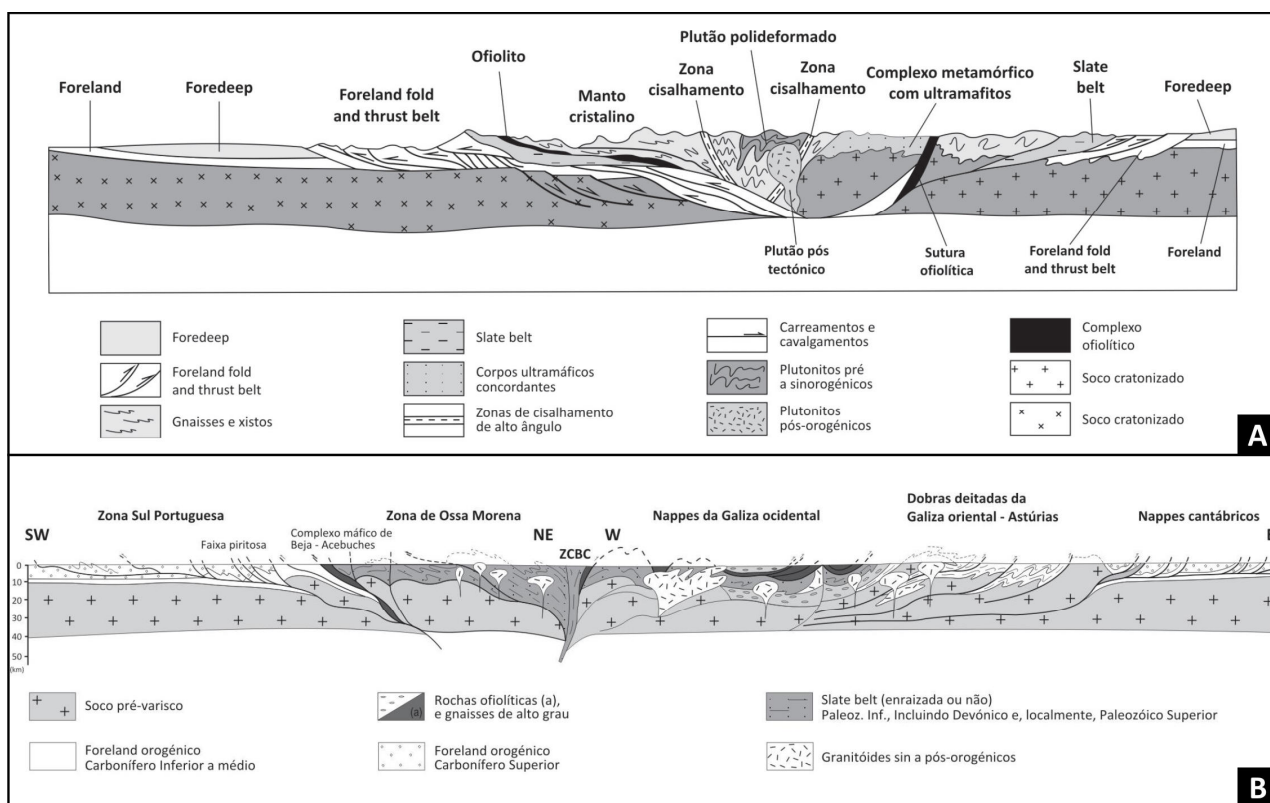
À luz dos novos conceitos, Ribeiro *et al* (1979, 1990a) definiram para a Cadeia Varisca Ibérica os seguintes terrenos tectonoestratigráficos (fig. 4.6): i) terreno autóctone Ibérico constituído pelas zonas Cantábrica, Oeste-Astúrico-Leonesa, Centro-Ibérica e Ossa-Morena (estas duas com grande

4. Enquadramento Geológico

expressão geográfica); ii) terrenos oceânicos constituídos pelos Terrenos Ofiolíticos setentrionais (Galiza e Trás-os-Montes) e meridionais (Beja-Acebuches e IOMZOS – Sequência Ofiolítica Interna da Zona de Ossa-Morena); iii) terreno alóctone continental setentrional, formado pelo Complexo Galaico-Transmontano; iv) terreno Sul-Português, que corresponde à zona de Sul Portuguesa.

4.2.1. O Zonamento do Maciço Ibérico

Como foi anteriormente referido, o Maciço Ibérico apresenta-se zonado em diferentes zonas tectonoestratigráficas com características distintas (e.g. Lotze, 1945; Julivert *et al*, 1974; Ribeiro *et al*, 1979). Para além da catalogação das diferentes zonas paleogeográficas em diferentes terrenos tectonoestratigráficos, Moores & Twiss (1996) esquematizam a anatomia de uma cintura orogénica colisional atribuindo-lhe uma simetria bilateral. Esta simetria abarca duas grandes zonas (fig. 4.7 A): as zonas externas (*foreland* orogénico) caracterizadas pela existência de mantos de baixo grau metamórfico, com vergências opostas para fora da cadeia e as zonas internas (*hinterland* orogénico) onde a deformação, intensidade de metamorfismo e o plutonismo se fazem sentir de forma bastante significativa, podendo inclusivamente ocorrer metamorfismo de alta pressão e unidades ofiolíticas.



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

A Cadeia Varisca apresenta esta simetria evidenciada por Moores & Twiss (1996) bastante evidente, sendo que a Zona Cantábrica e a Zona Sul-Portuguesa representam as zonas externas da cadeia delimitando, e que delimitam respectivamente a N e S, as zonas internas constituída pelas Zonas Oeste-Astúrico-Leonesa, Centro-Ibérica, Ossa-Morena e Galiza-Trás-os-Montes (fig. 4.7 B). As zonas externas apresentam uma sequência “*flyschoides*” sin-orogénica compreendida entre o Devónico e o Carbónico, resultante da erosão da elevação orogénica nas zonas internas.

Seguidamente são apresentadas, de forma sucinta, as características principais de todas as zonas constituintes do Maciço Ibérico, situando-as na zonalidade orogénica proposta por Moores & Twiss (1996).

Zonas Externas

- Zona Cantábrica

A Zona Cantábrica localiza-se na zona mais interna e arqueada do Arco Ibero-Armoricano (fig. 4.3 e 4.6; Lotze, 1945; Pérez Estaún & Bastida, 1990; Alonso *et al*, 2009).

Em termos estratigráficos, esta zona paleogeográfica mostra uma sequência turbidítica sinorogénica ante-estefaniana (fig. 4.8; Bahamonde *et al*, 1997), resultado de uma deposição activa durante a edificação da cadeia Varisca. Estas formações de idade Carbónica são afectadas por um metamorfismo de muito baixo grau, ou mesmo inexistente. A sequência turbidítica assenta sobre uma sucessão predominantemente siliciclástica com intercalações de carbonatos e rochas vulcânicas, de idades compreendidas entre o Câmbrico e a transição Devónico-Carbónico (fig. 4.8; Aramburu & García-Ramos, 1993; Bahamonde *et al*, 1997), que por sua vez se sobrepõe, em discordância angular, a uma sequência *flyshóide* do Neoproterozóico (fig. 4.8) ao qual se associa vulcanismo atribuído ao Edicariano (Truyóls *et al*, 1990), que aflora no núcleo do Anticlinal de Narcea (fig. 4.8; Matte, 1968; Gutiérrez-Alonso & Nieto, 1996; Díaz-García, 2006). Nas formações do Paleozóico inferior, é possível evidenciar a presença de vulcanismo toleítico e alcalino (Corretgé & Suárez, 1990; Aramburu & García-Ramos, 1993).

De referir ainda que sobre toda a sucessão anteriormente referida deposita-se uma sequência sedimentar tardi- a pós-orogénica com idades compreendidas entre o Estefaniano e o Pérmico, sendo que nos metassedimentos do Pérmico foi possível evidenciar manifestações de vulcanismo alcalino (Aramburu & Bastida, 1995).

No que diz respeito à estrutura, esta zona é caracterizada por uma deformação de tipo pelicular (*thin-skinned*; Pérez Estaún *et al*, 1988; Pérez Estaún & Bastida, 1990; Suárez, 2000), com cavalgamentos e dobras associadas vergentes para o interior do Arco Asturiano, afectando a sequência paleozóica e neoproterozóica (Suárez, 2000). A deformação dá-se em níveis crustais

4. Enquadramento Geológico

pouco profundos, não se gerando clivagens penetrativas (*e.g.* Pérez-Estaún *et al*, 1988; Pérez-Estaún & Bastida, 1990).

O limite ocidental, com a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, faz-se através de um cavalgamento que ocorre no antiforma de Narcea e que separa duas áreas com diferentes intensidades de deformação (Martínez Catalán, 1990).

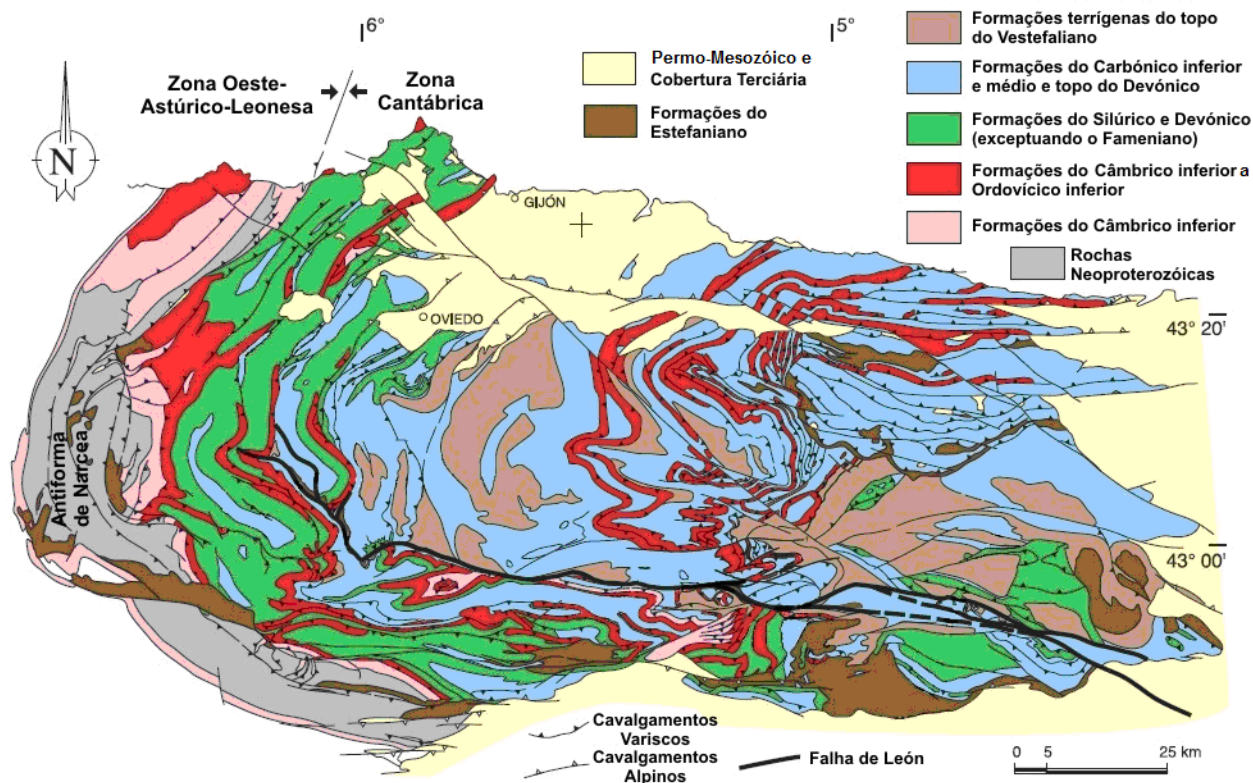


Fig. 4.8 – Mapa geológico simplificado da Zona Cantábrica (adaptado de Alonso *et al*, 2009).

- Zona Sul-Portuguesa

A Zona Sul Portuguesa é parte integrante daquilo que se designou por Terreno Sul Português (*e.g.* Ribeiro, 2006; Ribeiro *et al*, *in press*). Esta zona representa o ramo mais meridional do Maciço Ibérico (fig. 4.6). O seu limite Norte, com a Zona de Ossa-Morena, é marcado pelo Ofiolito de Beja Acebuches e pelo Cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Fonseca, 1995; 2005). O Ofiolito de Beja Acebuches é interpretado como consequência da obducção de crosta oceânica durante o processo de subducção, definindo assim uma importante sutura Varisca, que marca a acreção do Terreno Sul Português ao Terreno Autóctone Ibérico (*e.g.* Quesada, 1992; Quesada *et al*, 1994; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Ribeiro *et al*, *in press*).

Esta zona é constituída essencialmente por materiais do Paleozóico superior (Devónico superior ao Carbónico superior; *e.g.* Oliveira, 1983; Oliveira *et al*, 2006). Esta pode ser subdividida em

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

quatro domínios distintos, de Norte para Sul (Oliveira *et al*, 2006): i) Pulo do Lobo; ii) Faixa Piritosa; iii) Grupo do “Flysch” do Baixo Alentejo; iv) Sector Sudoeste.

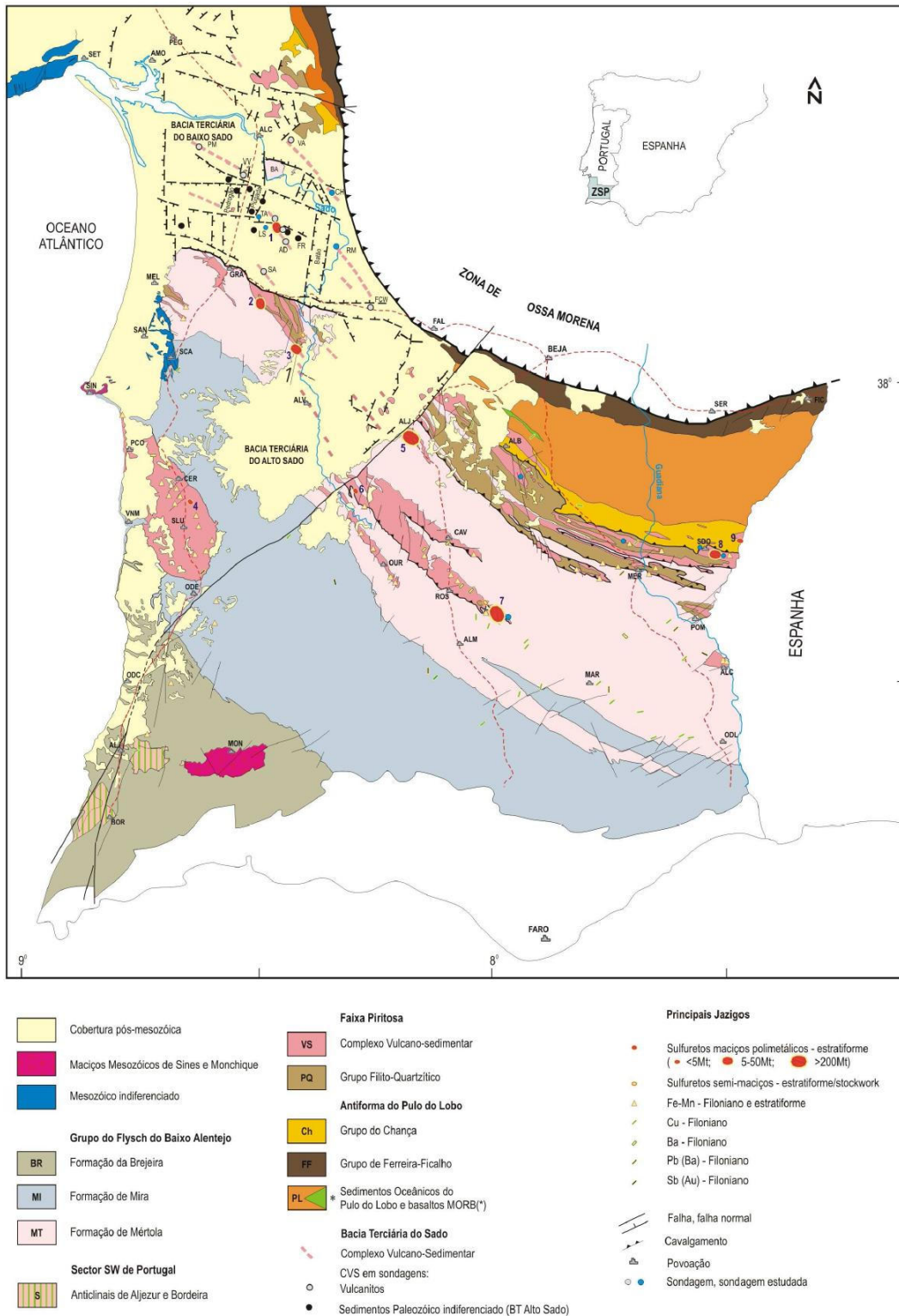


Fig. 4.9 – Mapa geológico esquemático da Zona Sul Portuguesa no território nacional Português, com indicação dos principais jazigos da Faixa Piritosa (adaptado de Oliveira *et al* 2006).

4. Enquadramento Geológico

O domínio do Pulo do Lobo é constituído essencialmente por formações de carácter detrítico escalonadas temporalmente entre o Frasniano inferior e o Fameniano superior (Cunha & Oliveira, 1989; Z. Pereira *et al*, 2006; Oliveira *et al*, 2006). Este domínio apresenta grosso modo uma estrutura em antifforma, sendo que no núcleo do mesmo surge a Formação do Pulo do Lobo que integra rochas vulcânicas básicas, com metamorfismo atingindo a fácies dos xistos verdes, com assinatura geoquímica do tipo MORB (Oliveira *et al*, 2006). Este domínio é muitas vezes interpretado como um prisma acrecionário associado ao processo de subducção (*e.g.* Fonseca, 2005), no entanto, tal interpretação não é consensual.

O domínio da Faixa Piritosa é constituído essencialmente por um substrato detrítico (Grupo Filito-Quartzítico), escalonado temporalmente entre o Frasniano inferior (Gonzalez *et al*, 2004) e o Estruniano (*e.g.* Oliveira *et al*, 2005; 2006), e um Complexo Vulcano-Sedimentar bimodal, com idades compreendidas entre o Fameniano superior e o Viseano superior (*e.g.* Pereira *et al*, 2004; Oliveira *et al*, 2005; 2006), geneticamente associado a importantes jazigos de sulfuretos maciços (*e.g.* Neves Corvo e Rio Tinto; fig. 4.9).

O Grupo do Flysch do Baixo Alentejo constitui uma sucessão turbidítica da qual fazem parte três formações, de Norte para Sul, Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira, 1983; Oliveira *et al*, 2006). No que respeita às suas idades das formações estas vão sendo cada vez mais recentes para Sul: Formação de Mértola - Viseano superior (Korn, 1997); Formação de Mira - compreendida entre o Viseano superior (Oliveira *et al*, 1979; Korn, 1997) e o Serpukoviano inferior (Oliveira & Wagner-Gentis, 1983); Formação da Brejeira - compreendida entre o Bashkiriano inferior e o Moscoviano superior (Pereira & Oliveira, 1995; Pereira, 1999). Esta última formação é caracterizada por fácies mais distais, onde os litótipos conglomeráticos, comuns na Formação de Mértola são raros ou ausentes. Nos termos mais próximos, os fragmentos vulcânicos pertencentes à Faixa Piritosa são comuns nos litótipos conglomeráticos (Oliveira *et al*, 2006).

O Sector Sudoeste é constituído por quatro formações distintas (Oliveira *et al*, 2006): Tercenas, Bordaleta, Murração e Quebradas. As últimas três formações constituem aquilo que é vulgarmente designado por Grupo da Carrapateira (Oliveira *et al*, 2006). As litologias presentes na Formação de Tercenas resultaram de uma sedimentação detrítica durante o Devónico superior (Pereira *et al*, 1994). Sobre este substrato detrítico, deposita-se o Grupo da Carrapateira, caracterizado por uma sucessão grosso modo pelito-carbonatada (*e.g.* Oliveira *et al*, 2006). A Formação de Bordaleta representa a base da série, apresentando uma idade do Tournasiano e a Formação de Quebradas que representa a mais recente apresenta uma idade Bashkiriano.

No que respeita ao magmatismo, a Zona Sul Portuguesa caracteriza-se pela quase inexistência de corpos ígneos intrusivos. Referência apenas para as rochas plutónicas e sub-vulcânicas da zona

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

Sul Portuguesa que afloram no sector NE, constituindo o batólito da Serra do Norte (Abalos *et al*, 2002; De la Rosa & Castro, 2004) e para o vulcanismo da Faixa Piritosa que apresenta carácter bimodal. Estes dois “núcleos” de magmatismo são considerados contemporâneos, resultado de uma tectónica extensional localizada, cuja idade está compreendida entre o Estruniano e o Viseano superior (Oliveira, 1990; Oliveira *et al*, 2006). O grau de metamorfismo apresenta um decréscimo de Nordeste para Sudoeste (Munhá, 1983; Abad *et al*, 2004), variando entre a zona da clorite na fácies dos Xistos Verdes até à fácies Zeolítica. No sector mais a Sudoeste o metamorfismo é quase inexistente, estando os metassedimentos ainda no campo da diagénese (Abad *et al*, 2004).

A estrutura desta zona é caracterizada por uma deformação do tipo pelicular (*thin skinned*; Ribeiro & Silva, 1983; Ribeiro *et al*, 2007; Dias & Basile, *in press*), caracterizada por um complexo imbricado para SW (cavalgamentos e dobramentos). Os dados geofísicos (perfil IBERSEIS; Simancas *et al*, 2004) sugerem a existência de um descolamento basal, reforçando a interpretação da tectónica do topo pelicular. A deformação apresenta um carácter progressivo, sendo a sedimentação do *flysh* é contemporânea da deformação (Dias & Basile, *in press*). Nos domínios mais setentrionais (Pulo do Lobo) foi possível identificar três fases de deformação (Ribeiro & Silva, 1983), sendo que nos sectores meridionais são descritas apenas duas fases (Dias & Basile, *in press*), o que abona a favor do carácter progressivo da deformação.

Zonas Internas

- Zona Oeste-Astúrico-Leonesa

A Zona Oeste-Astúrico-Leonesa fica localizada entre a Zona Cantábrica e a Zona Centro-Ibérica, sendo a zona mais setentrional do *hinterland* orogénico. Estratigraficamente é constituída por séries que se prolongam desde o Neoproterozóico ao Paleozóico superior, mais precisamente ao Carbónico (fig. 4.10; Pérez-Estáun *et al*, 1990).

A sucessão neoproterozóica é caracterizada pela presença de séries “*flyschóides*”, às quais se sobrepõe uma sequência característica de fácies marinha pouco profunda do Paleozóico inferior (Pérez-Estáun *et al*, 1990). A passagem das sequências do Neoproterozóico para as do Paleozóico inferior é marcada por uma discordância angular (*e.g.* Pérez-Estáun *et al*, 1990; Ribeiro *et al*, *in press*). A sedimentação do Paleozóico inferior estende-se, localmente, até ao Devónico inferior, representando os depósitos ante-orogénicos. Sobre a sucessão anteriormente descrita depositam-se, no Paleozóico superior (Estefaniano, Carbónico superior), fácies continentais que assentam discordantemente sobre as anteriormente referidas, representando a sedimentação sin- a pós-orogénicas (Pérez-Estáun *et al*, 1990).

4. Enquadramento Geológico

No que diz respeito à estrutura, esta é o resultado da actuação de fases de deformação principais (Bastida, 1982; Martínez Catalán *et al*, 1990; Abalos *et al*, 2002): a primeira caracteriza-se pelo desenvolvimento de dobras deitadas de grande amplitude, vergente para o quadrante Este, sobrepondo-se a esta fase uma segunda fase com cavalgamentos em regime de transição frágil-dúctil. Todas as estruturas anteriormente referidas são posteriormente redobradas por uma terceira fase caracterizada por dobramentos amplos e abertos de plano axial verticalizado (Bastida, 1982; Martínez Catalán *et al*, 1990; Dallmeyer *et al*, 1997; Abalos *et al*, 2002).

No que respeita ao grau metamórfico regional que varia de Este para Oeste, respectivamente da fácies dos Xistos Verdes para a fácies Anfibolítica (Suarez *et al*, 1990; Martínez Catalán *et al*, 1990), sendo que a idade provável para o metamorfismo é de 303 ± 17 Ma (Dallmeyer *et al* 1997; Vera, 2004).

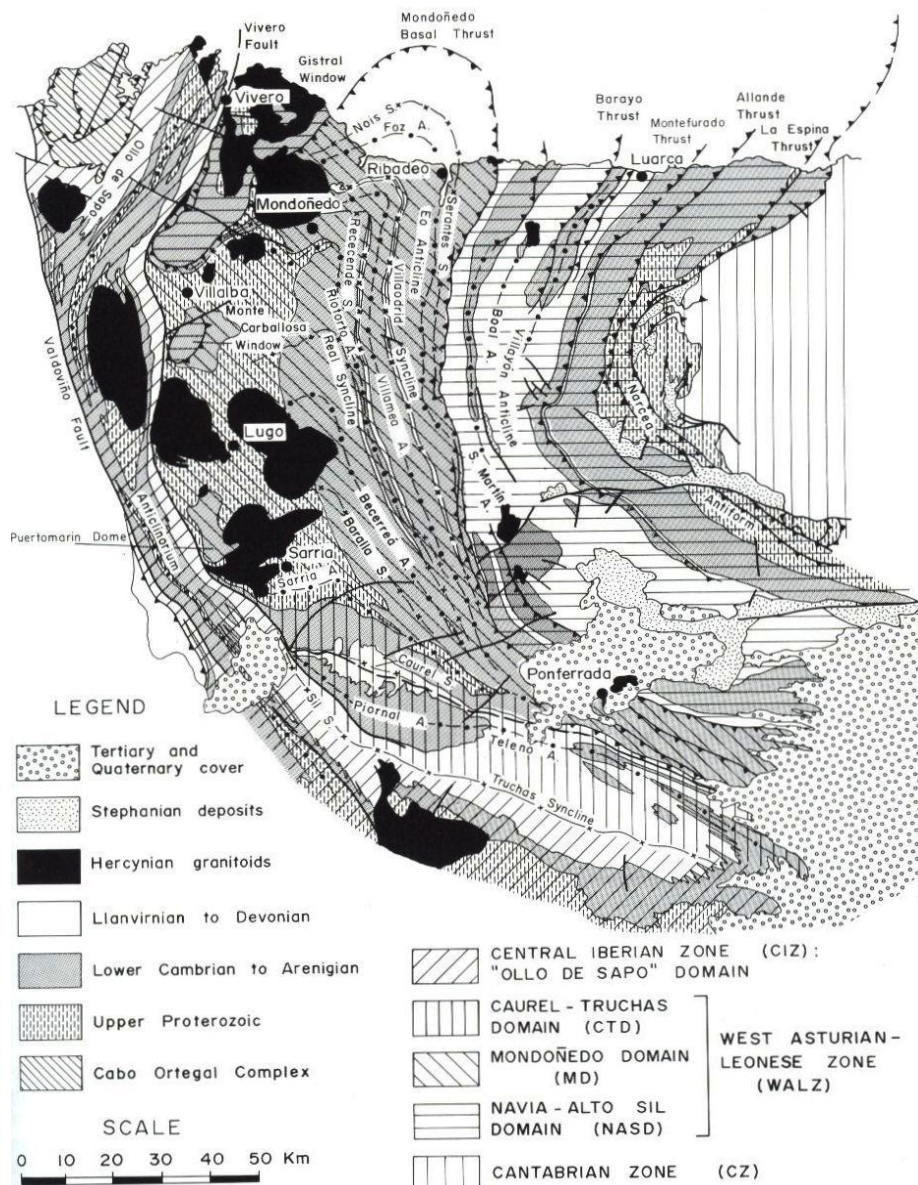


Fig. 4.10 – Mapa geológico simplificado da Zona Oeste-Asturico-Leonesa (Pérez-Estáun *et al*, 1990).

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

O plutonismo na Zona Oeste-Astúrico-Leonesa é escasso, estando confinado aos seus sectores mais ocidentais, mais precisamente ao domínio de Mondoñedo e à janela tectónica de Gistral, onde ocorre com relativa abundância (fig. 4.10; Martínez Catalán *et al*, 1990). Este magmatismo pode ser dividido em quatro grandes grupos (Martínez Catalán *et al*, 1990; Corretgé, *et al* 2004; Vera, 2004): granitos calco-alcalinos sin-tectónicos, leucogranitos aluminosos subautóctones, granitos aluminosos alóctones e os granitos calco-alcalinos tardi a pós-tectónicos. Estes granitóides intruem-se essencialmente em dois episódios principais nesta zona paleogeográfica (Fernández-Suárez *et al*, 2000): um evento sin-tectónico (sin D₂) compreendido entre os 325-310 Ma e um outro tardio entre os 295-285 Ma (Corretgé *et al* 1990; Fernández-Suárez *et al*, 2000)

No que respeita ao vulcanismo, este está representado sob a forma de intercalações nos metassedimentos neoproterozóicos (vulcanismo bimodal), mas também na sequência Paleozóica (*p.e.* rochas vulcânicas de Umbria-Pipeta; Dallmeyer *et al* 1997; Corretgé, *et al* 2004; Vera, 2004).

O limite ocidental desta zona paleogeográfica com a Zona Centro-Ibérica é demarcado pela Zona de Cisalhamento de Vivero (por vezes também referenciada por falha de Vivero) e pelo sinclinal de Truchas (fig. 4.10; Martínez Catalán, 1990 Abalos *et al*, 2002).

- Zona Centro Ibérica

A Zona Centro-Ibérica localiza-se no *hinterland orogénico*, sendo o seu limite Norte, com a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, a Falha de Viveros e o seu limite Sul, com a Zona de Ossa-Morena, materializado pela Zona de Cisalhamento Portalegre-Esperança (*vide* cap. 5 para discussão do limite; fig. 4.11). Sobre a sequência autóctone, incluídas nesta zona paleogeográfica, surge uma sequência de mantos alóctones e parautóctones que será descrita posteriormente. Esta zona foi inicialmente denominada de Subzona Galiza Média-Trás-os-Montes, sendo posteriormente revista a terminologia com base nos novos dados obtidos sendo agora denominada por Zona Galiza-Trás-os-Montes (ver descrição seguidamente). A separação entre estas duas zonas é feita a partir do *Main Trás-os-Montes Thrust* (MTMT; Ribeiro *et al*, 1990; Rodrigues, 2008; Rodrigues *et al*, 2006; *in press*).

O autóctone da Zona Centro-Ibérica, nos seus domínios setentrionais, apresenta uma acentuada heterogeneidade estrutural, que não é alheia à existência de um complexo de empilhamentos de mantos anteriormente referidos. Embora tenha sido possível evidenciar a sobreposição de vários eventos Variscos dúcteis (*e.g.* Ribeiro *et al*, 1990; 2007) a generalidade da estrutura setentrional do autóctone é devida à actuação da primeira fase de deformação Varisca (D₁). A análise das vergência das estruturas associadas a esta fase de deformação, existente nos sectores setentrionais do

4. Enquadramento Geológico

autóctone, permitiram evidenciar a existência de uma Estrutura em Flor (“*flower structure*”) positiva à escala regional (Ribeiro *et al*, 1979; Dias, 1998; Dias & Ribeiro, 1998; Dias *et al*, 2006; Moreira *et al*, 2010) a qual é designada por Estrutura em Flor do Douro ou Flor Setentrional, segundo os trabalhos mais antigos. Esta estrutura em flor apresenta um ramo Nordeste bem desenvolvido e vergente para NE, que passa gradualmente à zona Oeste-Astúrico-Leonesa e um ramo mais curto, a Sudoeste, caracterizado pela presença de dobras com vergência para W a SW evidentes, por exemplo em Valongo, Oliveira de Azeméis e Caramulo. O regime de deformação geral é transpressivo, com a presença de partição da deformação, induzida pela existência de importantes zonas de cisalhamento, de cinemática essencialmente sinistrógiara, paralelas ou subparalelas aos planos axiais das dobras D_1 , alternadas com zonas onde a componente de achatamento é mais importante (*e.g.* Dias, 1998; Coke, 2000; Dias *et al*, 2006; Moreira *et al*, 2010).

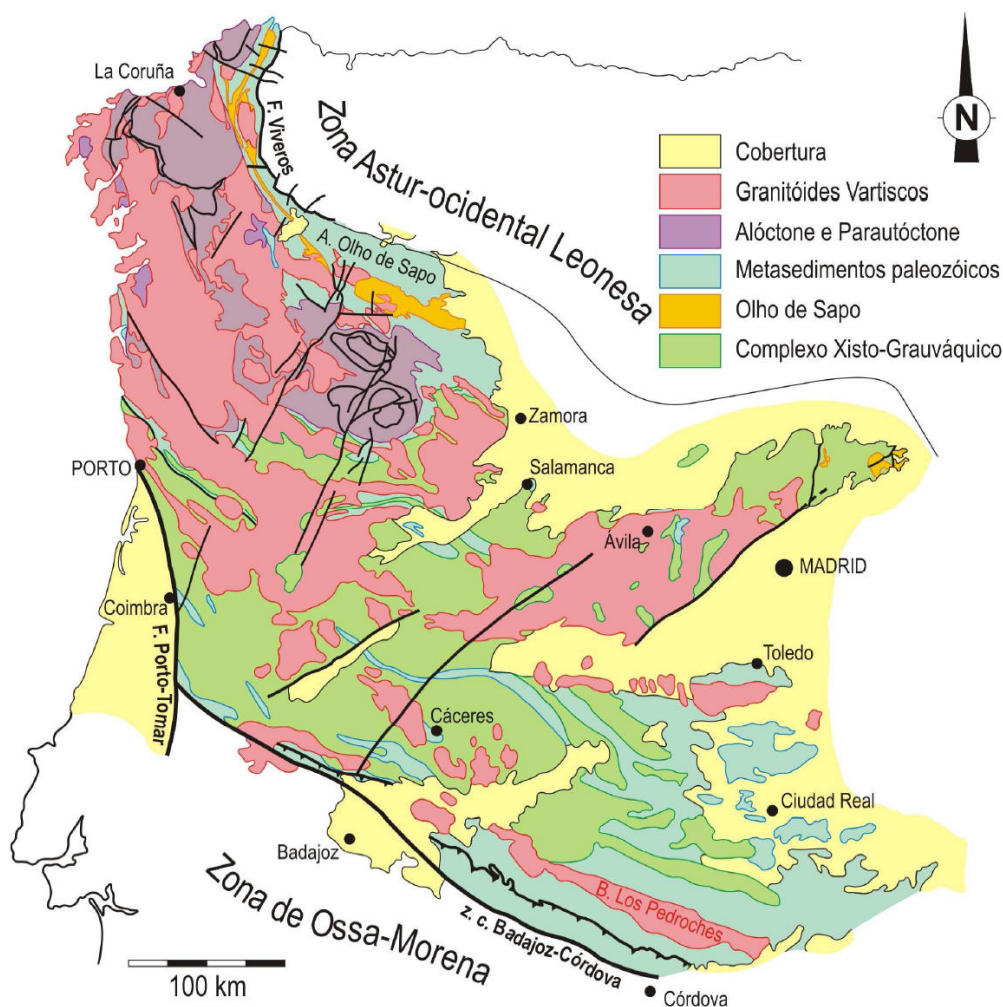


Fig. 4.11 – Principais unidades geológicas da Zona Centro-Ibérica com referência para aos terrenos alóctones e parautóctones do NW da Ibéria (Dias, 2006).

No entanto, o abundante plutonismo Varisco (fig. 4.11) associado aos eventos tectónicos tardios, relacionado com a 3.^a fase de deformação regional, oblitera grande parte dos sectores

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

centrais da Estrutura em Flor do Douro até porque, nalguns casos, as anisotropias com ela relacionada condicionaram a ascensão dos próprios batólitos graníticos; isto leva a que o conhecimento que se tem desta macroestrutura seja bastante heterogéneo, existindo áreas onde é possível acompanhar a estrutura com detalhe, adjacentes a outras caracterizadas por importantes lacunas de informação.

Nos sectores meridionais, a estrutura é resultado da actuação de três fases de deformação dúctil Varisca que actuam de um modo progressivo ao longo do tempo (Romão, 2000; Romão *et al*, *in press*). No entanto, o padrão de deformação mostra um comportamento variável em função da distância às zonas de cisalhamento que constituem os limites Oeste e Sul da Zona Centro-Ibérica, respectivamente a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Rerreira do Alentejo e Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (*e.g.* Romão, 2000; Ribeiro *et al*, 2007; *in press*; Romão *et al*, *in press*). Com efeito, nas regiões mais distais às zonas de cisalhamento, a estrutura é resultado da actuação de um regime coaxial (Metodiev *et al*, 2009; Romão *et al*, *in press*). Esta deformação coaxial é caracterizada por um dobramento NW-SE sem vergência, com clivagem de plano axial e cavalgamentos orientados segundo a mesma orientação, estando associada à principal fase de deformação na região (Metodiev & Romão, 2008; Metodiev *et al*, 2009). Na vizinhança das zonas de cisalhamento a situação é mais complexa, pois a actuação das mesmas induz a reorientação das tensões, sendo possível observar interferência de estruturas geradas. Estes dados indicam que estes acidentes representam estruturas importantes à escala orogénica (Romão, 2000; Romão *et al*, *in press*).

No que se refere à estratigrafia, o autóctone Centro-Ibérico correspondem a uma espessa sucessão de metassedimentos acumulados desde o Edicariano até ao Carbónico sobre o soco pré-varisco, sendo possível reconhecer duas megassequências (fig. 4.11; *e.g.* Romão *et al*, 2005; *in press*; Dias *et al*, 2006; *in press*):

– a primeira constitui o Super-Grupo Dúrico-Beirão (anteriormente designado por Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico por Carrington da Costa, 1950 e Teixeira, 1955) tradicionalmente subdividido em Grupo do Douro e Grupo das Beiras (Sousa, 1982; Silva *et al*, 1988; Oliveira *et al*, 1992). Estas sucessões são caracterizadas por espessas sequências de alternâncias de xistos e metagrauvaques, pontualmente com quartzitos, metaconglomerados e metacarbonatos, denotando claramente características flyschóides (Romão *et al*, *in press*). Esta sucessão litoestratigráfica foi depositada em regime extensional de *rift* intracontinental, correspondendo às fases iniciais do ciclo de Wilson Varisco (Romão, 2000; Romão *et al*, 2005; *in press*).

– a outra é formada pela megassequência, no geral pós-Câmbrica, que se deposita, em discordância angular sobre o Super-Grupo Dúrico-Beirão. Esta sucessão é interpretada como resultado de um

4. Enquadramento Geológico

processo transgressivo que afecta o fosso Centro-Ibérico (*e.g.* Romão *et al*, 2005). A deposição do Quartzito Armoricano de forma discordante é interpretada como resultado de um processo transgressivo que afecta o fosso Centro-Ibérico (*e.g.* Romão *et al*, 2005; *in press*). A sequência siliciclástica pré-orogénica inicia a sua deposição no Câmbrico/Ordovícico, com a deposição do Quartzito Armoricano, permanecendo até ao Silúrico. O Quartzito Armoricano representa a evolução distensiva numa margem Norte gondwânica no sentido da oceanização que se consuma no Silúrico. Esta sequência está pontuada por vulcanismo félsico ou bimodal, interpretado como o resultado do processo de *rifting*. O Devónico aflora em domínios restritos, geralmente no núcleo de sinclinais de 1ª fase, sendo muito incompleto. Segundo diversos autores (*e.g.* Gutiérrez Marco *et al*, 1990; Oliveira *et al*, 1992) as unidades de carácter *flyschóide* do Devónico médio e superior representam a assinatura da inversão tectónica que dá origem à orogenia varisca sendo, portanto, fácies sinorogénicas. No entanto, a forte deformação e a raridade de fósseis torna difícil estabelecer conclusões de grande pormenor estratigráfico e sedimentológico. Por fim, o Carbónico apresenta fácies essencialmente continental, resultado da deposição em bacias intramontanhas na dependência de cisalhamentos intracontinentais (Ribeiro *et al*, 1979; Sousa & Wagner, 1983).

A actividade magmática encontra-se bem representada, principalmente ao nível do plutonismo granítico de idade varisca, sendo possível identificar a presença de corpos ante-, sin- e pós-orogénicos (Ferreira *et al*, 1987; Noronha *et al*, *in press*).

No entanto, a actividade magmática não é exclusiva dos episódios compressivos Variscos. Sobre as sequências clásticas do Câmbrico surgem complexos magmáticos e vulcano-sedimentares, que têm sido associados à actuação de um episódio de inversão transiente associado ao estádio divergente do ciclo de Wilson Varisco, ocorrido entre o Câmbrico superior e o Ordovícico superior denominado por “Fase Sarda *sensu lato*” (Romão *et al*, 2005; *in press*).

- Zona Galiza Trás-os-Montes

A zonalidade do Maciço Ibérico proposta por Lotze (1945), não englobava a Sub-Zona da Galiza-Trás-os-Montes, que foi definida por Ribeiro (1974) e Ribeiro *et al* (1979). Posteriormente, os trabalhos realizados no Norte de Portugal (*e.g.* Pereira & Ribeiro, 1983) e na Galiza (*e.g.* Farias, 1987) alargaram esta subzona, definindo-a como nova zona, designando-se desde então por Zona Galiza-Trás-os-Montes (Farias *et al*, 1987), caracterizada essencialmente pelo carácter alóctone das rochas aí aflorantes.

O resultado da colisão Varisca induz um empilhamento de unidades tectono-estratigráficas, separadas entre si por acidentes de cinemática tangencial. Estas unidades teriam sido transportadas

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

sobre a margem continental da Gondwana numa flecha de recobrimento na ordem das centenas de quilómetros (*e.g.* Ribeiro *et al*, 1964; Iglésias *et al*, 1983).

Esta sucessão sobrepõe-se ao autóctone da Zona Centro-Ibérica, sendo constituída da base para o topo por (Fig. 4.12; Rodrigues *et al*, 2006; Ribeiro *et al* 2006; Ribeiro, 2006):

- Um Complexo Parautoctone, com afinidade Centro-Ibérica, que sofreu uma movimentação na ordem das dezenas de quilómetros. Este complexo resultou da mobilização e arraste de formações de idade compreendida entre o Ordovícico e o Devónico num esquema geral de *forward propagation* na frente dos mantos alóctones (Rodrigues, 2008). Este complexo foi recentemente subdividido em dois domínios distintos (Rodrigues *et al*, 2006; Ribeiro *et al*, 2006; Rodrigues, 2008): o Parautoctone inferior caracterizado pela presença de um descolamento basal ao nível do contacto Ordovícico/Silúrico, sustentando uma estrutura típica de um complexo imbricado; o Parautoctone superior que é caracterizado pela presença de mantos dobra afectando metasedimentos sin- a pós-ordovícicos. A transição do Complexo Parautoctone para o autóctone da Zona Centro Ibérica é feita por um acidente à escala regional denominado por *Main Trás-os-Montes Thrust* (MTMT; fig. 4.12; Rodrigues *et al*, 2005; 2006; Ribeiro *et al* 2006; Ribeiro, 2006).

- Ao Complexo Parautoctone sobrepõem-se o Complexo Alóctone Inferior, delimitado por um carreamento basal, com flecha de recobrimento na ordem das centenas de quilómetros (*e.g.* Ribeiro *et al*, 2006), que é constituído essencialmente por uma sequência metassedimentar com vulcanismo bimodal, representativo de uma margem continental passiva em regime distensivo, evoluindo para rift oceânico (M.L. Ribeiro, 1986; Ribeiro *et al*, 2006; Pereira *et al*, 2011).

- O Complexo Ofiolítico consta de uma sequência completa de crosta oceânica, com presumível origem no ramo do *Rheic* localizado entre a Ibéria e a Armórica (*e.g.* Ribeiro *et al*, 2006). Identificam-se neste complexo, da base para o topo a seguinte sequência (Ribeiro *et al*, 2006; Pereira *et al*, 2011): rochas ultramáficas (*e.g.* dunitos, harzburgitos e serpentinitos xistificados), cumulados máficos, “*Flaser-Gabros*” anfibolitizados, complexo dique em gabros e, no topo da sequência ofiolítica, anfibolitos espessos e complexo de dique em dique.

- O Complexo Alóctone Superior é constituído por uma sequência de litosfera continental policíclica alóctone. Este complexo compreende da base para o topo (Ribeiro *et al*, 2006; Pereira *et al*, 2011): peridotitos com granada, granulitos blastomilonitos (que representam no seu conjunto rochas de natureza mantélica infracontinental), ortognaisses ocelados e micaxistos com intrusões de metavulcanitos básicos (representando no seu conjunto a parte restante da crosta continental média e superior).

4. Enquadramento Geológico

No que respeita à estrutura, esta é marcada uma complexidade intrínseca bastante elevada, estando inclusivamente descritas seis fases de deformação para o Complexo Alóctone Superior do Maciço de Bragança (Marques *et al*, 1996) e cinco para o mesmo complexo no Maciço de Morais (Pereira *et al*, 2000). No entanto, trabalhos mais recentes (Ribeiro *et al*, 2006; Pereira *et al*, 2011) têm reinterpretado as fases de deformação para o Complexo Alóctone Superior, propondo que após os episódios distensivos associados às fases precoces do ciclo de Wilson Varisco existam três fases de deformação principais. É possível distinguir a presença de fases anteriores às fases de deformação Variscas, muito possivelmente associadas ao ciclo Cadomiano (*e.g.* Pereira *et al*, 2011). O Complexo Ofiolítico e o Alóctone Inferior, por sua vez, apresentam exclusivamente três fases de deformação Varisca (Ribeiro *et al*, 2006; Pereira *et al*, 2011). Todavia, a descrição pormenorizada das fases de deformação vai para lá dos objectivos deste capítulo.

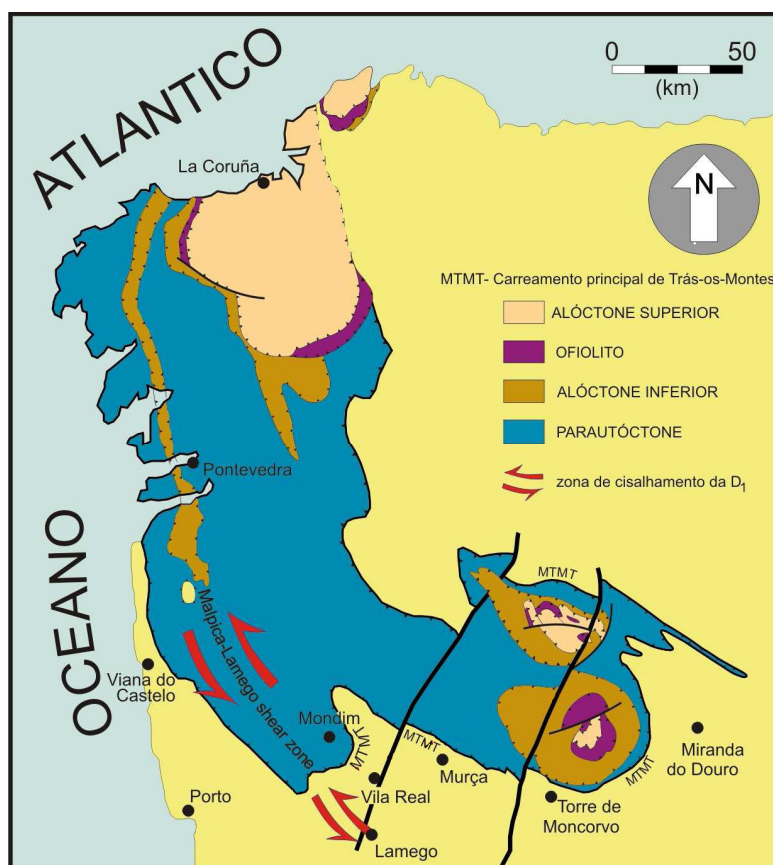


Fig. 4.12 – Terrenos e complexos alóctones da Zona Galiza-Trás-os-Montes, com referência à repartição geográfica das principais unidades carreadas sobre o autóctone Centro-Ibérico (adaptado de Ribeiro, 2006)

- Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa-Morena localiza-se, grosso modo, a Sul da Zona Centro-Ibérica e a Norte da Zona Sul Portuguesa, constituindo a zona mais meridional do hinterland orogénico. Esta zona apresenta características magmáticas, metamórficas e sedimentares claramente distintas das zonas

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

que lhe são próximas, sendo possível observar registos claros de uma orogenia fineproterozóica nos terrenos do soco Proterozóico, a orogenia Cadomiana (*e.g.* Quesada, 1990; Salman 2004; Bandrés *et al.*, 2004; Ribeiro *et al.*, 2007; 2009; 2010).

Segundo alguns autores, esta diferença para a Zona Centro-Ibérica advém da evolução geodinâmica distinta destas duas zonas paleogeográficas pelo menos até ao Proterozóico, altura em que estas duas zonas colidem, formando-se a Cadeia Orogénica Cadomiana (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007; 2009; 2010), altura a partir da qual passaram a ter uma evolução conjunta. No entanto, esta colisão não é consensual havendo autores que defendem que a colisão só se deu no Paleozóico superior, sendo que o limite entre estas duas zonas representa uma sutura Varisca (*e.g.* Matte, 2001).

Nas unidades vulcano-sedimentares Proterozóicas é possível definir dois estádios evolutivos (*e.g.* Quesada, 1990): uma fase extensiva pré-orogénica com vulcanismo bimodal, que originou uma bacia oceânica onde se deposita a Série Negra (formação típica da Zona de Ossa-Morena; Quesada 1990; Ribeiro *et al.* 1990b; Oliveira *et al.*, 1991) e uma outra fase, sin-orogénica, com a deposição de uma sequência *flyschóide* numa bacia de ante-arco, com vulcanismo calco-alcalino (Quesada 1990; Ribeiro *et al.* 1990b). Posteriormente, ocorre o fecho da bacia oceânica, com acreção do arco vulcânico, obdução sobre o Autóctone Ibérico (aqui representado pela Zona Centro-Ibérica) e o metamorfismo na fácies eclogítica (*e.g.* Mata & Munhá, 1986; Ribeiro *et al.*, 2007). É claro que tal evolução considera que a colisão entre a Zona Centro-Ibérica e Ossa-Morena decorreu no Proterozóico.

Sobre a sequência metassedimentar Proterozóica da Ossa-Morena, deposita-se uma sucessão sedimentar detrítica e carbonatada do Paleozóico inferior, sendo a transição demarcada pela presença de um conglomerado de base que inclui clastos provenientes ao soco Cadomiano previamente deformado (*e.g.* Oliveira *et al.*, 1991; Ribeiro *et al.*, 2009). Nestes metassedimentos do Paleozóico inferior ocorrem interdigitações de rochas vulcânicas bimodais, correlacionáveis com o desenvolvimento de rifting intracontinental (Mata & Munhá, 1990; Pedro *et al.*, 2006a) que prossegue até ao Silúrico superior evoluindo para magmatismo transicional a alcalino.

Na transição Emsiano-Eifeliano (Machado *et al.*, 2010; Ribeiro *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011a; 2011b) registam-se os primeiros testemunhos de actividade orogénica no bordo Sul da Zona de Ossa-Morena com desenvolvimento de uma fase de margem continental activa com subducção para Norte, obdução do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e das Sequências Ofiolíticas Internas e consequente colisão continental com o Terreno Sul-Português (*e.g.* Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Pedro, 2004; Araújo *et al.*, 2005; 2006; Pedro *et al.*, 2006a; 2006b; Ribeiro *et al.*, 2007; 2010). É durante o Paleozóico superior que ocorre o magmatismo orogénico, que possui o seu auge no bordo

4. Enquadramento Geológico

SW da Zona de Ossa-Morena, do qual são exemplo o Complexo Ígneo de Beja e o Maciço de Évora (e.g. Araújo *et al* 2006; Pedro *et al*, 2006a; 2006b).

No que respeita à deformação, esta resulta da actuação de três fases de deformação regional (Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Araújo *et al*, 2006): a primeira (D_1) apresenta vergência geométrica para Norte, embora esta ocorra essencialmente nos sectores meridionais, a segunda (D_2) que apresenta uma vergência essencialmente para Oeste e por fim a terceira fase de deformação (D_3) responsável por uma vergência grosso modo para Sudoeste. Localmente surge uma fase tardia e frágil associada à designada deformação tardi-varisca. No entanto, o modelo estrutural não é consensual. Exemplo disso é o modelo de Silva & Pereira (2004), que propõem uma tectónica transcorrente contínua entre o Neoproterozóico e o Carbónico, com ciclos transtensivos-transpressivos, que segundo os autores até podiam ocorrer diacronicamente em regiões vizinhas.

No entanto, a descrição desta zona em pormenor será efectuada no próximo capítulo onde todas estas temáticas serão tratadas de forma mais pormenorizada, tentando por em evidência os vários modelos e problemáticas existentes para esta zona paleogeográfica.

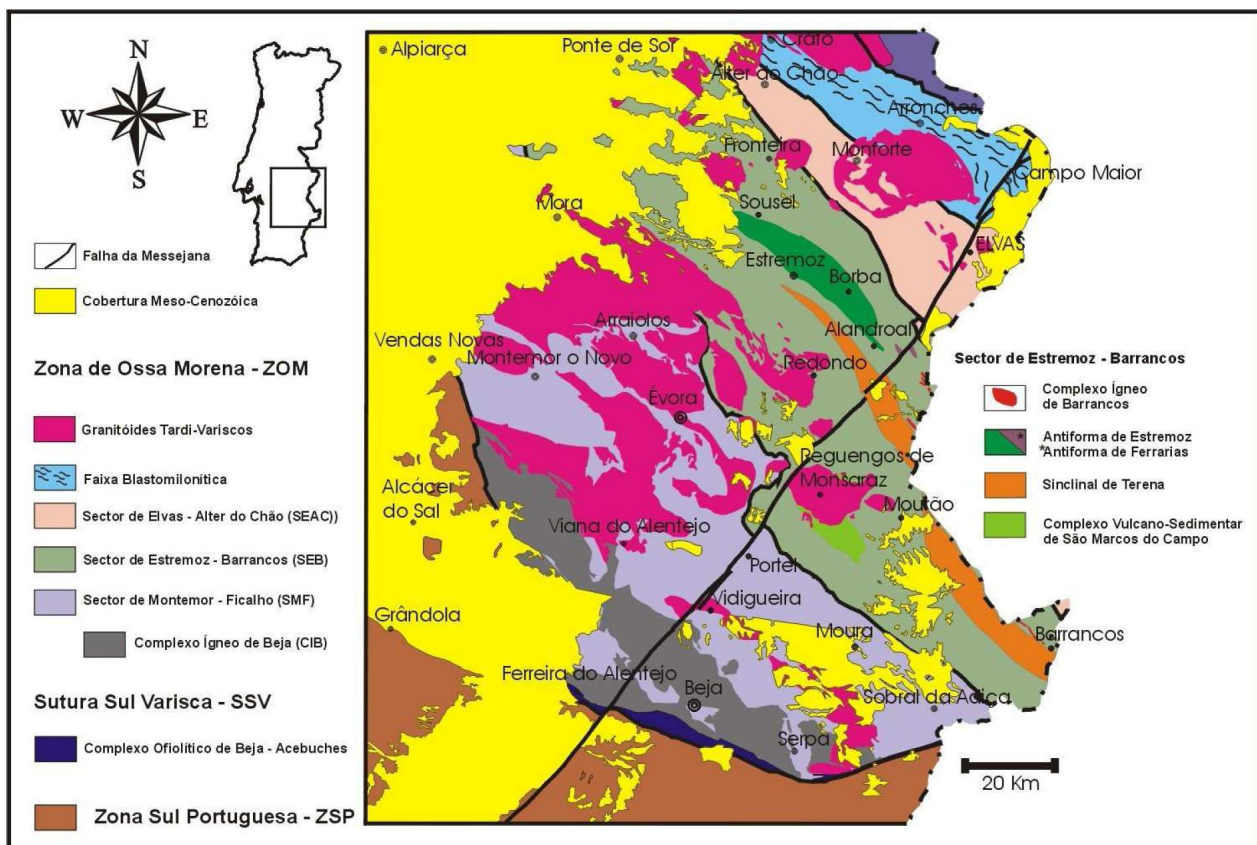


Fig. 4.13 – Mapa geológico simplificado referindo os principais sectores da Zona de Ossa-Morena no seu sector Português (Araújo *et al*, 2006)