

5. Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa-Morena é uma zona muito heterogénea e complexa do ponto de vista estratigráfico, magmático, metamórfico e estrutural, a que não é alheia o facto de algumas das litologias presentes terem sido afectadas pela actuação de dois ciclos de Wilson sobrepostos – Ciclo Cadomiano e Ciclo Varisco (*e.g.* Quesada, 1990; Eguiluz *et al*, 1998; Matte, 2001; Salman, 2004; Bandrés *et al*, 2004; Ribeiro *et al*, 2007).

Apesar dos avanços científicos nas últimas décadas, a sua complexidade desta região leva a que a compreensão da evolução geodinâmica desta zona paleogeográfica durante o ciclo Varisco seja ainda assunto de profundo debate pela comunidade geológica.

Esta complexidade é bastante evidente quando se comparam os trabalhos elaborados em diversos sectores, uma vez que na maioria dos casos, os resultados obtidos não são facilmente correlacionáveis. Do ponto de vista estratigráfico, esta problemática é bastante evidente, principalmente quando se correlacionam as idades atribuídas às diversas formações e unidades estratigráficas nos seus vários domínios. A problemática torna-se mais significativa pela quase ausência de registo paleontológico existente na região.

Quanto ao magmatismo, apesar da relativa abundância do mesmo nesta zona tectonoestratigráfica, esta exhibe uma importante variabilidade no que respeita ao seu quimismo. Este ostenta um espectro de idades muito abrangente compreendido entre o Neoproterozóico e o Pérmico. O magmatismo apresenta uma componente vulcânica dominante, sendo o plutonismo menor, principalmente quando comparado com a Zona Centro-Ibérica onde o mesmo é bastante intenso.

O registo metamórfico exprime também a complexidade desta zona paleogeográfica. Esta zona apresenta um padrão regional caracterizado por alternâncias de faixas com um metamorfismo de alto/médio grau com zona onde o metamorfismo é de baixo grau (Quesada & Munhá, 1990). Destaca-se a presença de zonas onde o metamorfismo varisco atinge a fácies anfibolítica como é o caso da Faixa Blastomilonítica (*e.g.* Pereira & Apraiz, 2002) ou eclogítica pontualmente no seio do Complexo Filonítico e Moura (*e.g.* Pedro, 2004; Araújo *et al*, 2006; Pedro *et al*, 2010). Para além do referido anteriormente, existem ainda evidências para a presença de metamorfismo de alta

5. A Zona de Ossa-Morena

pressão, na fácies eclogítica, durante o ciclo Cadomiano (*e.g.* Mata & Munhá, 1986; Abalos *et al.*, 1991; Pinto *et al.*, 2006), o que evidencia uma clara para uma evolução policíclica para zona paleogeográfica e o que torna toda a história geológica da região mais complexa.

Do ponto de vista estrutural, e apesar de existirem evidências para a presença de um ciclo de Wilson anterior ao Ciclo Varisco, que pontualmente é observado nas rochas de idade neoproterozóica (*e.g.* Ribeiro *et al.*, 2007; 2009), a estruturação é essencialmente Varisca, caracterizando-se vulgarmente pela presença três fases de deformação dúcteis de cariz regional (*e.g.* Araújo, 1995; Fonseca, 1995), podendo contudo acrescentar-se fases tardias em regime frágil.

Contudo, apesar da presença de dois ciclos de Wilson ser uma problemática que até apresenta uma grande aceitação por parte da comunidade científica, esta não é de todo consensual. Segundo alguns autores (Silva, 1997; 1998; Silva & Pereira, 2004), a evolução desta zona paleogeográfica é resultado da actuação de processos de denudação tectónica, em regime transpressivo-transtensivo, com continuidade temporal na deformação. Estes autores anteriormente citados definem duas fases de deformação que condicionam a estratigrafia, designando-as por fases tectonoestratigráficas (T_1 e T_2), que se sucedem no tempo, com T_1 a actuar desde o Proterozóico até ao Devónico médio, seguida de T_2 desde o Devónico médio até ao Westefaliano superior.

Nos capítulos subsequentes, tentar-se-á de forma sintética resumir algumas das problemáticas desta zona paleogeográfica, pondo em evidência os diversos trabalhos existentes na região. Serão abordadas temáticas como o significado paleogeográfico, os limites, o magmatismo e a estratigrafia da região. Sempre que possível tentar-se-á confrontar os trabalhos realizados até então, de forma a perceber alguns dos dados que estão por detrás das problemáticas existentes.

5.1. Significado Paleogeográfico da Zona de Ossa-Morena; Uma problemática actual

A complexidade exibida por esta zona paleogeográfica torna-a uma zona exótica no seio do Maciço Ibérico, com um significado e uma evolução geodinâmica que é alvo de muita controvérsia desde há largos anos a esta parte. Uma das grandes controvérsias relacionadas com esta zona paleogeográfica prende-se com a sua proveniência e evolução como terreno tectonoestratigráfico próprio.

A problemática advém da presença de rochas máficas e ultramáficas de alta pressão no seio da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, que tendo em conta o conhecimento das cadeias orogénicas recentes, indicia a presença de uma sutura associada a esta zona de cisalhamento. O significado geodinâmico da presença destas rochas de alta pressão seria linear, se esta zona de cisalhamento não contivesse rochas neoproterozóicas com indícios de sobreposição de episódios

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

tectonometamórficos anteriores ao ciclo Varisco (*e.g.* Abalos & Cusí, 1995; Pereira & Silva, 1997; 2001; Pereira *et al*, 2006; Ribeiro, 2006; Etxebarria *et al*, 2006; Ribeiro *et al*, 2009).

Desta forma, e segundo alguns autores (*e.g.* Gama Pereira, 1987; Ribeiro *et al*, 1990a; Silva *et al*, 1993; Dias & Ribeiro, 1995; Ribeiro *et al*, 2007; 2009), durante o Ciclo Cadomiano a Zona de Ossa-Morena apresenta-se como um terreno tectonoestratigráfico próprio, que colide no decorrer deste ciclo orogénico, com o Terreno Autóctone Ibérico, de onde já faria parte a Zona Centro-Ibérica. Segundo os mesmos autores, a sutura que representa a colisão entre estes dois terrenos tectonoestratigráficos distintos estaria materializada nas litologias que afloram na Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Cordoba (Faixa Blastomilonítica de Oliveira *et al*, 1991). Após esta colisão, a Zona de Ossa-Morena passa a ser considerada como parte integrante do Terreno Autóctone Ibérico, apresentando durante o ciclo Varisco uma evolução conjunta. Esta sutura Cadomiana é então reactivada durante as fases compressivas do ciclo Varisco como uma das mais importantes zonas de cisalhamento do Maciço Ibérico, com uma cinemática esquerda, onde persistem eventos tectonometamórficos sobrepostos (*e.g.* Abalos & Cusí, 1995; Pereira & Silva, 2006; Ribeiro *et al*, 2011). Tal reactivação tornar-se plausível, uma vez que teríamos desde o ciclo orogénico anterior uma zona de anisotropia à escala crustal.

No entanto, tal disposição paleogeografica não é de todo consensual. Alguns autores consideram que a Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdoba (fig. 4.2; Matte, 2001) corresponde a uma sutura Varisca com regime sinistrógiro associado, que é resultado do choque entre a Armórica e o Terreno Autóctone Ibérico (pertencente à Gondwana), sendo esta sutura, segundo o modelo em causa, equiparável à sutura do Sul da Bretanha (fig. 4.2).

Um dos pontos em comum entre a Zona de Ossa-Morena e o Maciço Norte Armoricano, e que de certa forma poderiam apoiar tal modelo, é a presença de vestígios bastante bem preservados da deformação, magmatismo e metamorfismo associado ao Ciclo Cadomiano em ambos os locais o que não acontece noutros domínios do Terreno Autóctone Ibérico (Eguiluz *et al*, 1998, Matte 2001). Aliás a área tipo para a descrição deste orógeno fica localizado no Maciço Armoricano (*e.g.* Chantraine *et al*, 1988, Bale & Brun 1989, Treloar & Strachan, 1990). Estudos de cariz petrológico, estrutural, geoquímico e geocronológico, têm se revelado bastante importantes para estabelecer com certeza a presença do ciclo cadomiano no Maciço Ibérico (*e.g.* Abalos 1990; Dallmeyer & Quesada, 1992; Ordonez *et al*, 1997; Apraiz, 1998; Eguilluz, 1998; Salman, 2004; Bandrés *et al*, 2004; Ribeiro *et al*, 2009).

A ideia de que este acidente é uma das principais suturas do ramo Ibérico da Cadeia Varisca europeia é também defendida por outros autores, que associam esta sutura a um regime cinemático

5. A Zona de Ossa-Morena

esquerdo, típico de ambientes transpressivos (e.g. Bard *et al*, 1980; Burg *et al*, 1981; Matte, 1986; 1991; 2001; Azor *et al*, 1995).

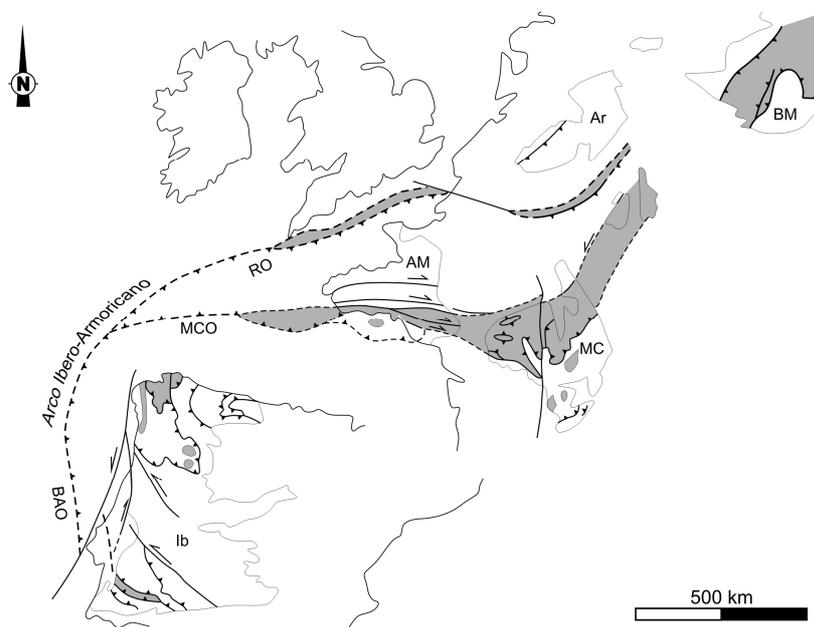


Fig. 5.1 – Correlação entre as suturas Variscas na Europa Ocidental (adaptado de Dias & Ribeiro, 1995). As áreas a cinzento representam os terrenos alóctones cristalinos, fragmentos ofiolíticos e as raízes das suturas relacionados com os episódios de subducção: BAO – Oceano Beja-Acebuches; RO – Oceano Rheic; Ib – Maciço Ibérico; MC – Maciço Central; AM – Maciço Armoricano; BM – Maciço da Boémia; Ar – Ardénes.

Esta problemática é ainda hoje uma das grandes divergências no que diz respeito à evolução do Orógeno Varisco no Maciço Ibérico. A preferência de um modelo geodinâmico em detrimento do outro tem importantes implicações no que diz respeito ao modelo de tectónica de placas durante o Ciclo Varisco, principalmente no que diz respeito ao número de pequenas placas litosféricas, assim como no número de pequenos oceanos.

5.2. Limites da Zona de Ossa-Morena

5.2.1. Limite entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro Ibérica

O limite entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro Ibérica não é de todo consensual, quer no que respeita ao seu significado geodinâmico (como discutido no capítulo anterior), quer no que respeita ao limite propriamente dito, tendo sido alvo desde à longos anos a esta parte de discussão científica permanente.

Desde logo, a proximidade de duas unidades com registos sedimentares e faunísticos distintos (Robardet, 1976) sugere a existência de uma importante fronteira entre as duas zonas paleogeográficas. Por outro lado, o reconhecimento de uma importante zona de cisalhamento (zona

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

de cisalhamento Badajoz-Córdoba para Burg *et al*, 1981 e Diez-Balda *et al*, 1990; Tomar-Badajoz-Córdoba para Ribeiro *et al*, 2007, 2009; ou Coimbra-Córdoba para Reavy, 1988, Matte, 2001 e Pereira *et al*, 2009) na proximidade deste limite veio reforçar a ideia da importância regional da separação entre estas duas zonas.

No que se refere à localização do limite propriamente dito, as opiniões divergem significativamente, consoante os critérios utilizados para a sua representação cartográfica, mas também porque o limite entre estas duas zonas paleogeográficas se encontra tectonicamente controlado pela zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba. Tendo em conta o anteriormente referido, far-se-á seguidamente uma resenha bibliográfica que pretende enfatizar os seus diferentes posicionamentos deste importante limite.

Julivert *et al* (1974) admitem que o limite no lado espanhol pode coincidir com o alinhamento do batólito de Pedroches (fig. 5.2), e o Cavalgamento de Ferreira do Zêzere-Portalegre, no sector português. Pereira & Silva (1997) consideram que tal limite não tem significado geodinâmico, uma vez que a extensão do batólito de Pedroches para Portugal, corresponde ao granito tardi-Varisco de Nisa-Alpalhão, que corta o Cavalgamento de Ferreira do Zêzere-Portalegre. Os autores propõem então que o limite entre estas duas unidades paleogeográficas corresponda ao domínio de Portalegre-Esperança, ao longo de uma zona de cisalhamento que afecta a fronteira paleogeográfica meridional da Formação dos Quartzitos Armoricanos, que de resto é já uma unidade com afinidade Centro-Ibérica.

Como já foi referido anteriormente, alguns autores defendem que a Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba é uma sutura Varisca, devido ao aparecimento de alto grau no seio da mesma (*e.g.* Bard *et al*, 1980; Burg *et al*, 1981; Matte, 1986; 1991; 2001; Azor *et al*, 1995), colocando esta zona de cisalhamento como o limite de placas entre estas duas unidades geológicas do Maciço Ibérico.

Outros autores por sua vez (*e.g.* Fonseca 1995, Ribeiro *et al*, 2007; 2009; 2011), apesar de colocarem a fronteira entre estas duas unidades geológicas do Maciço Ibérico também na mesma zona de cisalhamento, interpretam este limite como o resultado da aglutinação por colisão continental entre a Zona Centro-Ibérica e Zona de Ossa-Morena durante o Neoproterozóico, no decorrer da orogenia Cadomiana. Segundo os mesmos autores, o contacto é reactivado durante o Ciclo Varisco, estando materializado por uma estrutura em flor positiva (*flower structure*) assimétrica varisca, separando dois domínios com vergências opostas, sendo o ramo setentrional, menos desenvolvido, vergente para NE e o ramo meridional vergente para SW (fig. 5.3).

Por outro lado, San José *et al* (2004) propõem a criação de uma nova zona geotectónica no Maciço Ibérico, que se encontraria no limite entre estas duas unidades tectonoestratigráficas, baseado em critérios stratigráficos e paleogeográficos. Esta zona foi denominada pelos autores

5. A Zona de Ossa-Morena

como Zona Lusitano-Mariánica (fig. 5.2), apresentando características próprias que levam à sua individualização das Zonas de Ossa-Morena e Centro-Ibérica. O seu limite Norte está parcialmente selado pelo eixo magmático do batólito de Pedroches, sendo limitada a Sul pela falha de Malcocinado. Segundo San José *et al* (2004), a zona Lusitano-Mariánica apresenta características geológicas similares às zonas que lhes são vizinhas. A título de exemplo: 1) as rochas do soco Proterozóico-Câmbrico inferior são típicas da Zona de Ossa-Morena, não sendo correlacionáveis com as que se encontram a NE do batólito de Pedroches, com excepção para algumas unidades mais altas do denominado Compelxo Xisto-Grauváquico do tipo Alcudiense (Grupo das Beiras); 2) as unidades do Câmbrico médio-superior têm claramente afinidades centro-ibéricas, não tendo nada em comum com as unidades que se encontram na Zona de Ossa-Morena, com excepção ao Silúrico.

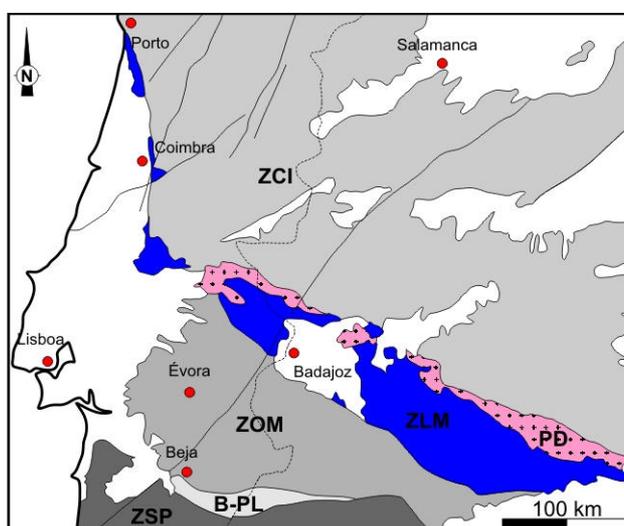


Fig. 5.2 – Limites da Zona de Ossa-Morena, enfatizando a proposta da Zona Lusitano-Mariánica proposta por San José *et al* (2004): ZCI – Zona Centro-Ibérica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul Portuguesa; PD – Eixo Magmático do Batólito de Pedroches; ZLM – Zona Lusitano-Mariánica; B-PL – Ofiolito de Beja Acebuches e Pulo do Lobo indiferenciados (a branco estão representados os depósitos de cobertura meso-cenozóicos).

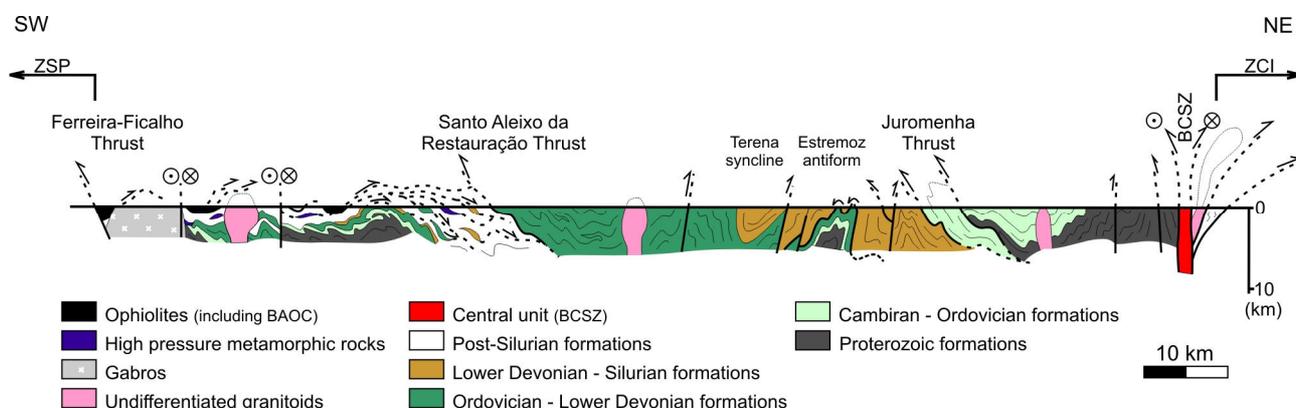


Fig. 5.3 – Corte geológico transversal à Zona de Ossa-Morena, mostrando os limites entre esta zona paleogeográfica e as que lhes são adjacentes, assim como a estruturação da mesma (adaptado de Ribeiro *et al*, 2007).

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

5.2.2. Limite entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul Portuguesa

Ao contrário do que acontece com a fronteira Norte da Zona de Ossa-Morena, a fronteira Sul é bastante mais consensual. A fronteira entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul Portuguesa corresponde a uma sutura, que põe em contacto o Terreno Autóctone Ibérico (aqui representado pela Zona de Ossa-Morena) e o Terreno Sul Português (representado pela Zona Sul Portuguesa). Esta sutura, que evoluiu para uma colisão continente-continente, é caracterizada por uma subducção mergulhante para Norte, associada a um processo de obducção no mesmo sentido (Munhá *et al*, 1986; Araújo, 1995; 2006; Fonseca, 1995; 1997). Esta sutura tem sido por vezes correlacionada com a sutura observada entre as Zonas Norte-Armorica e Reno-Hercínica, ligando o Sul da Ibéria ao Complexo ofiolítico do Lizard (fig. 5.1), no SW da Inglaterra, a qual marca o fecho do Oceano Rheic (Matte, 1986; 2001; Ribeiro *et al*, 1990a; Fonseca, 1995, 1997; Dias & Ribeiro, 1995; Araújo, 2006).

Entre estas duas zonas paleogeográficas principais, Fonseca (1997) descreve três unidades tectonoestratigráficas, de Sul para Norte (fig. 5.4): Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo, Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches e um arco magmático definido pelo Complexo Ígneo de Beja.

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches foi referido pela primeira vez em termos bibliográficos no sector espanhol por Bard (1969, 1977) e em território nacional por Andrade (1972, 1979; 1983), sendo que o trabalho de Munhá *et al* (1986) é o primeiro a demonstrar claramente a natureza ofiolítica deste complexo.

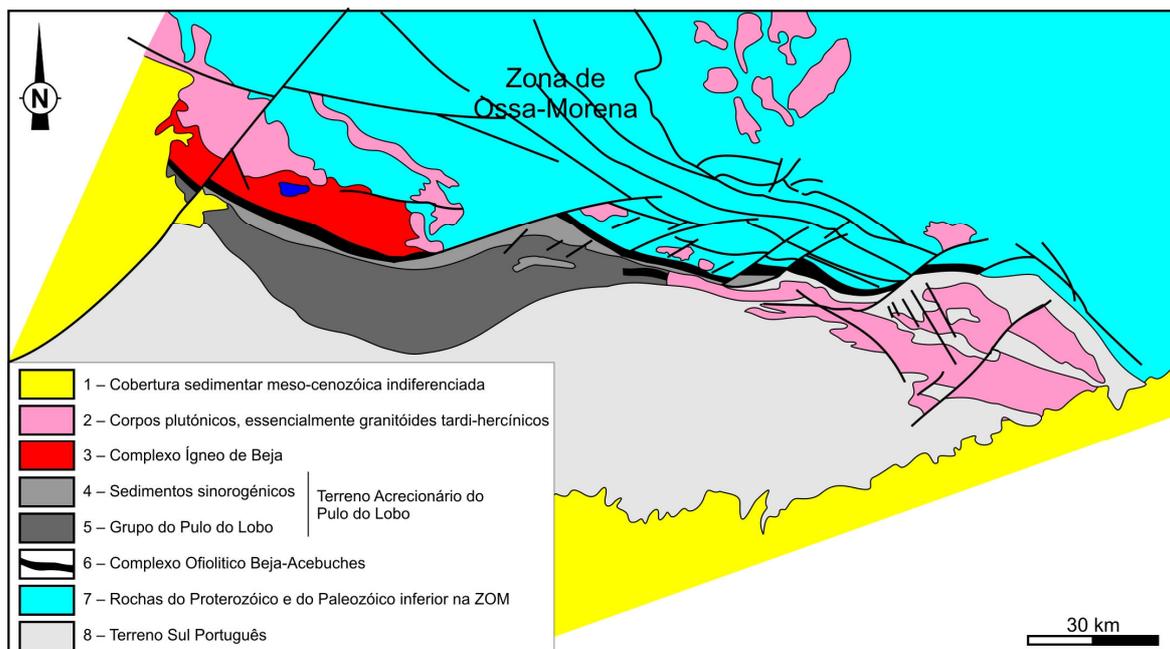


Fig. 5.4 – Mapa geológico simplificado da localização dos principais sectores do Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches e domínios envolventes (Fonseca, 1997).

5. A Zona de Ossa-Morena

Este complexo ofiolítico encontra-se materializado por uma banda relativamente estreita de rochas básicas e ultrabásicas de afinidade toleítica (Fonseca 1995; 1997), mostrando uma organização litológica interna compatível com um fragmento de litosfera oceânica obductada (Andrade, 1977; Munhá *et al*, 1986; 1990; Fonseca 1989; 1995). Embora a sequência Ofiolítica clássica não se encontre a completa em nenhum dos domínios do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, a justaposição dos vários sectores parciais, permite o reconhecimento da sequência completa.

As características geoquímicas dos meta-basaltos e meta-gabros/doleritos mostram que a natureza destes é transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos (*e.g.* Munhá *et al*, 1986; Fonseca & Ribeiro, 1993; Quesada *et al*, 1994; Fonseca, 1995; 1997), indicando afinidades calco-alcálicas sintomáticas de magmatismo orogénico. Este padrão transicional tem sido interpretado como sendo típico de uma assinatura geoquímica de basaltos de uma bacia do tipo *back-arc*, sugerindo que este complexo ofiolítico derive de uma crosta oceânica numa bacia do tipo *back-arc* (Quesada *et al*, 1994; Fonseca, 1995).

Este Complexo Ofiolítico materializa uma sutura varisca, resultado dos processos de subducção/obducção, vergentes para Norte e consequente colisão entre dois terrenos tectonoestratigráficos distintos (Terreno Autóctone Ibérico e Terreno Sul Português; *e.g.* Araújo 1995; Fonseca, 1995; Fonseca *et al*, 1999; Pedro *et al*, 2006a; Ribeiro, 2006).

O contacto entre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e o Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo, no ramo português, é tectónico, sendo representado pelo Cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Fonseca, 2005), muito embora a Sul de Aracena os “Anfibolitos de Acebuches” (termo pelo qual foram inicialmente identificado as litologias deste complexo por Bard, 1969 no sector espanhol) passam de forma aparentemente gradual ao Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (Crespo-Blanc, 1989).

O Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo é constituído essencialmente por metassedimentos do Devónico ao Carbónico inferior, mais precisamente com base anterior ao Frasniano inferior (Oliveira *et al*, 1986; Pereira *et al*, 2007), com presença de algumas componentes ígneas (Fonseca, 1995; 2005). É limitado a Norte, como já foi referido anteriormente, pelo Cavalgamento de Ferreira-Ficalho e a Sul pelo Cavalgamento do Pulo do Lobo (Silva, 1989). Este terreno tem sido interpretado como sendo um prisma acrecionário, que se desenvolveu numa bacia próxima à Zona de Ossa-Morena (*e.g.* Quesada *et al*, 1994, Onézime *et al*, 2003; Araújo *et al*, 2006). Alguns aspectos revelam que o Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo pode ter sido um terreno com afinidades oceânicas (Fonseca, 2005), que são respectivamente:

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

- A assinatura geoquímica das rochas vulcânicas máficas que estão presentes neste terreno (MORB-N semelhante ao exibido pelos basaltos de fundo oceânico), fazendo parte de sucessões orogénicas;
- A existência de lamina ofiolíticas a Norte e o facto do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo se encontrar fortemente imbricado, com vergência para S-SSW, tem sido interpretado como indicador de um ambiente de prisma acrecionário, marcado por sedimentos de carácter sin-orogénico.

5.3. Sectores da Zona de Ossa-Morena

A estratigrafia da Zona de Ossa-Morena tem sido tradicionalmente apresentada em termos de zonas e subzonas (Carvalho *et al*, 1971) ou de domínios tectonoestratigráficos (*e.g.* Chacon *et al*, 1974; Apalategui *et al*, 1990; tab. 5.1). Mais recentemente, Oliveira *et al* (1991) propôs o conceito de sector que visando a melhor compreensão das várias secções desta zona paleogeográfica (fig. 5.5). Este seccionamento em domínios e sectores de estratigrafia distinta apresenta algumas incertezas quanto ao seu real significado (Oliveira *et al*, 1991).

O termo sector foi assim introduzido por Oliveira *et al* (1991) para evitar os conceitos de “zona” e “subzona” de Carvalho *et al* (1971) e “domínio” de Chacon *et al* (1974) e Apalategui *et al* (1990), retirando a nomenclatura bioestratigráfica e a carga tectónica associada a estas divisões. No caso Português, alguns limites dos sectores e sub-sectores não são coincidentes com acidentes tectónicos visíveis, ou por vezes estão representados por acidentes tardios sem aparente significado paleogeográfico (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006).

Oliveira *et al*, 1991 propõem assim um seccionamento da Zona Ossa-Morena em cinco sectores principais pontualmente com sub-sectores onde a marcados por apresentar características estratigráficas próprias (fig. 5.5 e tab. 5.1):

- Faixa Blastomilonítica (ou Sector Espinho-Tomar-Campo Maior);
- Sector Alter do Chão-Elvas;
- Sector Estremoz-Barrancos;
- Sector Montemor-Ficalho;
- Complexo Ígneo de Beja.

Faz-se ainda referência a uma pequena adaptação da subdivisão proposta por Oliveira *et al* (1991), baseando-se nos trabalhos de Apalategui *et al* (1990) e de Chacon *et al* (1983), feita por Araújo (1995) e que define o domínio Évora-Beja, que inclui os sectores Montemor-Ficalho e o Complexo Ígneo de Beja (tab. 5.1).

5. A Zona de Ossa-Morena

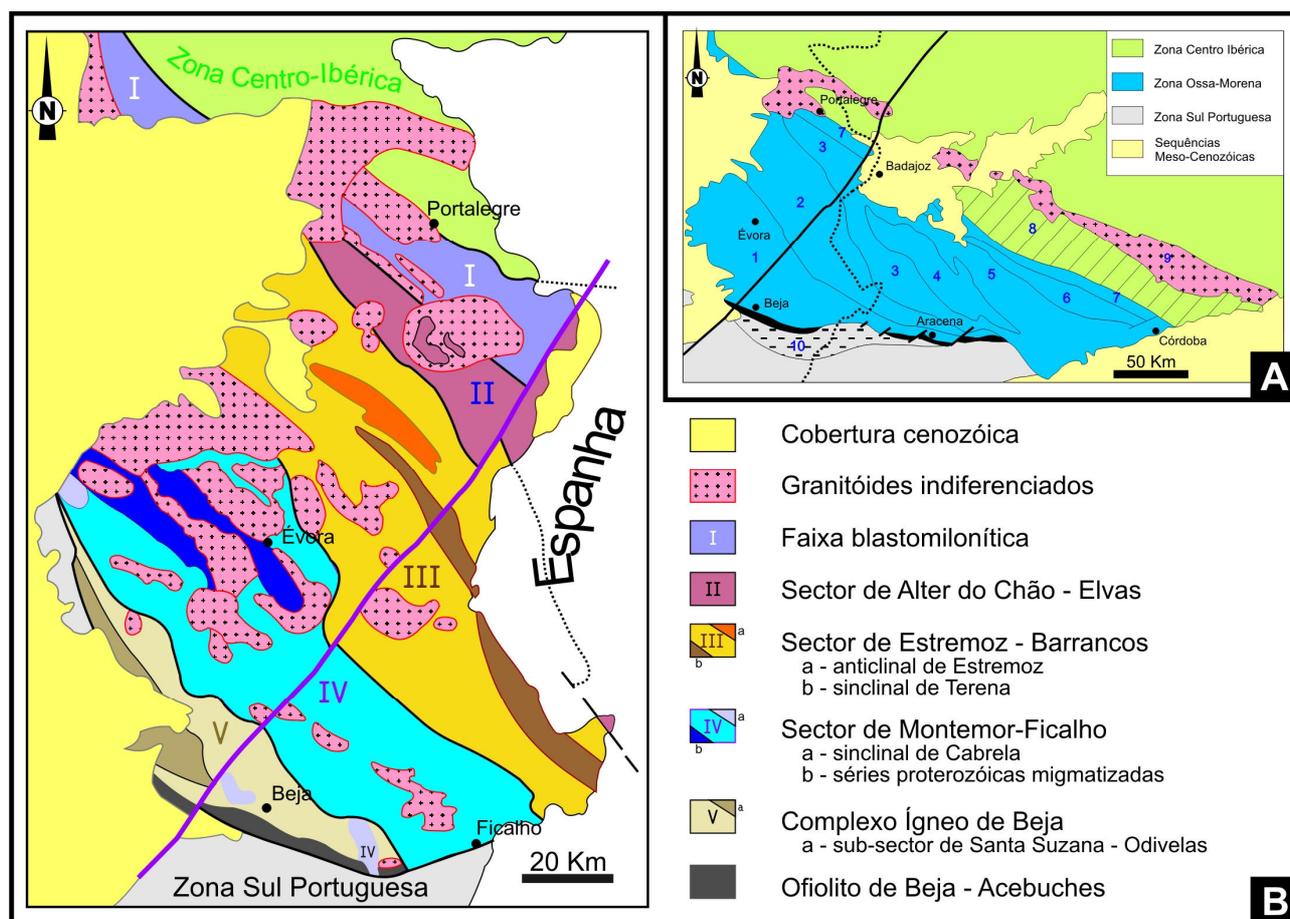


Fig. 5.5 – A – Mapa geológico simplificado do sector meridional da Península Ibérica, aonde se evidencia a parte meridional da Zona Centro-Ibérica (8 – Unidade de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina; 9 – Batólito de Los Pedroches), as principais divisões estratigráficas da Zona de Ossa-Morena (sectores 1 a 7), a Zona Sul Portuguesa (destaque para a Unidade do Pulo do Lobo – 10 – e o Ofiolito de Beja Acebuches a negro). Seguidamente refere-se as principais divisões da Zona de Ossa-Morena propostas por Apalategui *et al* (1990): 1 – Maciço Beja-Aracena; 2 – Unidade Montemor-Ficalho; 3 – Unidade Alter do Chão-Elvas; 4 – Antiforma Olivenza-Monesterio; 5 – Unidade Zafra-Córdoba-Alanís; 6 – Unidade Sierra Albarrana; 7 – Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba (adaptado de Robardet & Gutierrez-Marco, 2004); B – Divisões tectonoestratigráficas da zona de Ossa-Morena (adaptado de Oliveira *et al*, 1991).

Tab. 5.1 – Nomenclatura das diferentes unidades estratigráficas constituintes da Zona de Ossa-Morena.

Oliveira <i>et al</i> (1990)		Domínios de Chacon <i>et al</i> (1983)	Domínios de Apalategui <i>et al</i> (1990)
Sectores	Subsectores		
Faixa Blastomilonítica		Coimbra-Portalegre-Badajoz-Cerro Muriano	Valência de las Torres – Cerro Muriano Obejo – Valsequillo – Puebla de la Reina
Alter do Chão - Elvas		Córdoba-Elvas	Elvas-Cumbres Mayores ou Central Norte
Estremoz-Barrancos	Anticlinal de Estremoz Sinclinal de Terena	Barrancos - Hinojales	Barrancos - Hinojales
Montemor-Ficalho	Sinclinal de Cabrela	Évora-Beja	Beja-Aracena
Maciço de Beja	Santa Suzana-Odivelas		

Seguidamente apresentar-se-ão algumas características gerais destes sectores como por exemplo os seus limites geográficos, assim como uma síntese das características mais relevantes e que levaram à diferenciação destes cinco sectores.

5. A Zona de Ossa-Morena

A Faixa Blastomilonítica foi mais tarde subdividida, na região do Nordeste Alentejano, na Megaestrutura Crato-Arronches-Campo Maior e na Megaestrutura de Assumar, definindo-se ainda a Zona de Cisalhamento Portalegre-Esperança, que se situa a Norte destas duas megaestruturas (fig. 5.6 B; Pereira & Silva, 1996; 2002; Pereira, 1999). O reconhecimento desta zonação foi feito com base em critérios metamórficos e estruturais. A intensa deformação e metamorfismo reconhecidos neste sector têm dificultado o estabelecimento de correlações entre as diferentes unidades estratigráficas com outros sectores da Zona de Ossa-Morena. Tal subdivisão da Faixa Blastomilonítica na região do Nordeste Alentejano é semelhante à subdivisão proposta por Abalos & Cusí (1995) para a Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba (fig. 5.6 A).

Sector Alter do Chão – Elvas

Este sector corresponde ao prolongamento para território português dos domínios Córdoba-Elvas, definido por Chacón *et al* (1983), e Elvas-Cumbres Mayores, de Apalategui *et al* (1990).

O seu limite Norte faz-se com a Faixa Blastomilonítica através do Cavalgamento de Alter do Chão (Oliveira *et al*, 1991). O limite Sul não é consensual quanto à sua interpretação. Alguns autores (Oliveira, 1984; Oliveira *et al*, 1991; Piçarra, 2000) consideram que o limite com o sector de Estremoz-Barrancos é marcado pela presença de uma discordância cambro-ordovícica. No entanto, este limite é muitas vezes interpretado como uma estrutura de primeira ordem com cinemática cavalgante designado de Carreamento da Juromenha (Gonçalves, 1971; Ribeiro *et al*, 1979; Araújo *et al*, 1994; Araújo, 1995) ou com menor expressão regional, sendo apenas um cavalgamento mais local (Silva, 1997).

No que respeita à estratigrafia, esta é constituída por uma espessa sequência metassedimentar (siliciclástica e carbonatada) que se inicia no Neoproterozóico e vai até ao Ordovícico (Oliveira *et al*, 1991), ostentando um metamorfismo regional de baixo grau, que pontualmente é de contacto associado à instalação de corpos magmáticos datados do Ordovícico e Carbónico (Pereira & Silva, 2006)

Sector Estremoz – Barrancos

O Sector de Estremoz-Barrancos definido por Oliveira *et al* (1991) é equivalente ao domínio de Barrancos-Hinojoles de Apalategui *et al* (1990) e Chacón *et al* (1983). Este encontra-se limitado a Norte pela linha que materializa a discordância cambro-ordovícica ou pelo Cavalgamento da Juromenha (*vide* sector de Alter do Chão-Elvas) e a Sul, com o sector de Montemor-Ficalho, pelo Cavalgamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1986; 1995).

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

Dentro deste domínio individualizam-se duas estruturas geológicas de primeira ordem com características litoestratigráficas próprias (Oliveira *et al*, 1991): o Sinclinal de Terena e o Anticlinal de Estremoz.

O Sinclinal de Terena apresenta uma série constituída essencialmente por formações de natureza sedimentar, que vão desde o Câmbrico médio ao Devónico superior, apresentando intercalações de vulcanitos ácidos e básicos (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006). Por outro lado o Anticlinal de Estremoz apresenta uma sucessão sedimentar que se inicia no Proterozóico e termina com uma série de xistos negros de idade silúrica.

Sector Montemor – Ficalho

Este sector corresponde parcialmente à área portuguesa do domínio de Évora-Aracena, segundo Chacón *et al* (1983), e Beja-Aracena, de Apalategui *et al* (1990). O limite a Norte é feito com o sector de Estremoz-Barrancos através do Carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1986; 1995). A Sul, o limite com o Maciço de Beja, segundo Oliveira *et al* (1991) não está marcado por nenhum acidente tectónico visível. No entanto, tal afirmação não é consensual, havendo alguns autores que colocam as formações deste sector sobre o Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches (Fonseca, 1989; 1995).

No que se refere à estratigrafia, este sector apresenta formações sedimentares e vulcano-sedimentares que se dispõem em termos de idade, entre o Neoproterozóico e o Paleozóico superior ocorrendo em antiformas e sinformas. A pouca informação bioestratigráfica e a complexidade tectonometamórfica levantam grandes incertezas relativamente à idade de algumas formações, sendo em geral a idade atribuída por correlação estratigráfica com os restantes sectores da Zona de Ossa-Morena (Oliveira, 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994; Piçarra, 2000). Para além, do anteriormente referido surgem abundantes corpos intrusivos ácidos e básico-intermédios.

Maciço Ígneo de Beja

O Maciço de Beja corresponde ao bordo mais meridional da Zona de Ossa-Morena, sendo equiparável a uma parcela do domínio de Évora-Aracena, de Chacón *et al* (1983), e Beja-Aracena, de Apalategui *et al* (1990). O seu limite Norte é impreciso, não estando aparentemente limitado por nenhum acidente tectónico (*vide* Sector Montemor-Ficalho) e o seu limite Sul coincide com o Ofiolito de Beja-Acebuches, ou na ausência deste, com o Cavalgamento de Ferreira-Ficalho, colocando o Maciço de Beja directamente em contacto com a Zona Sul Portuguesa.

Este maciço instalou-se durante o Carbónico inferior (Tournaciano a Viséano; *e.g.* Pin *et al*, 1999; Jesus *et al*, 2006; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas). É constituído por uma associação

5. A Zona de Ossa-Morena

de conjuntos plutónicos variados e complexos vulcano-sedimentares, sendo que estas rochas magmáticas estão genericamente relacionadas com o processo de subducção Varisca, iniciado muito possivelmente no Devónico inferior (Piçarra, 2000; Araújo *et al*, 2005; 2006; Ribeiro *et al*, 2007; 2010; Silva *et al*, 2011a; 2011b), à qual se associam episódios vulcânicos (Andrade *et al*, 1991, 1992; Pedro *et al*, 2006b, Silva *et al*, 2011a; 2011b). Os complexos apresentam uma assinatura geoquímica variável entre os termos toleíticos e calco-alcalinis (*e.g.* Fonseca & Ribeiro, 1993; Pedro 2004; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas; Silva *et al*, 2011a; 2011b).

5.4. Caracterização litoestratigráfica da transição Neoproterozóico – Câmbrico da Zona de Ossa-Morena

Na Zona de Ossa-Morena a transição Neoproterozóico-Câmbrico representa a passagem de um sistema de margem continental activa, responsável pela edificação e configuração da Cadeia Cadomiana (810?-540 Ma.; *e.g.* Ribeiro, 2006; Ribeiro *et al*, 2007), para um sistema de margem continental passiva associado a um processo de *rifting* intra-continental, após o arrasamento da Cadeia Cadomiana (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991; Etxebarria *et al*, 2006).

Esta transição é marcada pela presença de rochas de idade proterozóica constituídas por um complexo gnaisso-migmatítico ao qual se sobrepõe uma sucessão siliciclástica constituída essencialmente, por xistos negros e meta-grauvaques nos quais se intercalam com liditos, chertes negros, carbonatos e anfibolitos, sobre a qual assentam em discordância metaconglomerados, meta-arcoses e meta-vulcanitos de idade Câmbrica (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991; Nance *et al*, 2012). Sobre estes desenvolve-se uma extensa plataforma carbonatada no Câmbrico inferior, à qual se associa vulcanismo bimodal intercalado resultante de fenómenos de distensão crustal associada ao processo de *rifting* intra-continental (Mata & Munhá, 1990; Oliveira *et al*, 1991; Etxebarria *et al*, 2006). O processo de distensão manteve-se activo durante o Câmbrico inferior e médio, criando uma série de bacias com diferentes depocentros, sendo que a estratigrafia da região seria então mais diferenciada (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991). A este processo juntou-se um vulcanismo que acompanha todo o processo distensivo anteriormente referido.

Para Etxebarria *et al* (2006), o processo de extensão crustal está associado a um regime de tectónica divergente na margem Norte da Gondwana relacionada com a abertura do Oceano Rheic nos primeiros impulsos do Ciclo de Wilson Varisco.

Para um melhor entendimento da litoestratigrafia desta zona paleogeográfica, apresentam-se seguidamente as diferentes colunas estratigráficas propostas por diversos autores para cada um dos sectores propostos por Oliveira *et al* (1991), pondo em evidência a transição entre o Proterozóico e o Câmbrico (fig. 5.7).

5. A Zona de Ossa-Morena

fortes gradientes metamórficos e miloníticos. Esta formação é constituída essencialmente por rochas metamórficas de grau médio a elevado, mais precisamente, gnaisses biotíticos, migmatitos e granulitos máficos, parcial ou totalmente anfibolitizados, localmente eclogíticos (Oliveira *et al*, 1991).

Sobre a unidade anterior, surge, em ambos os flancos do anticlinal de Campo Maior-Crato, a Formação de Morenos, iniciando-se com um episódio vulcânico representado pelos meta-vulcanitos félsicos predominantemente piroclásticos e culminando com um horizonte de chertes. Estes vulcanitos por sua vez passam a xistos micáceos siliciosos com passagens de psamíticas. No flanco Sudoeste do mesmo anticlinal, esta mesma formação é constituída por meta-arcoses, meta-arenitos e micaxistos, com intercalações de anfibolitos. No topo desta sequência ocorrem níveis carbonatados que se encontram parcialmente transformados em rochas calcosilicatadas, que passam a micaxistos granatíferos através da qual se efectua a transição para a Formação de Mosteiros, que estratigraficamente a sucede (Oliveira *et al*, 1991).

A Formação de Mosteiros inicia-se com um nível lenticular de meta-arcoses acompanhadas por xistos esverdeados, à qual se segue uma sequência monótona de xistos, grauvaques e psamitos cinzentos-escuros, com intercalações de metachertes negros e alguns níveis de calcários e anfibolitos (Oliveira *et al*, 1991). Os metachertes, da parte superior desta unidade estratigráfica, forneceram possíveis cianobactérias do género *Eomichrystridium*, colocando esta unidade no Rifeano-Vendeano (Neoproterozóico; Gonçalves & Palácios, 1984). Ao conjunto das formações de Morenos e Mosteiros designa-se usualmente de Série Negra (ou Grupo da Série Negra; Oliveira *et al*, 1991).

Dados recentes de *laser ablation* com ICP-MS U-Pb em zircões detríticos de metassedimentos da Formação de Mosteiros indicam uma idade de deposição próxima do topo do Ediacariano (Pereira *et al*, 2006). As idades apresentadas por esta formação e a presença de uma assinatura geoquímica típica de arco magmático continental têm sido interpretadas com resultado do desmantelamento do Orógeno Cadomiano (Pereira & Silva, 2006; Pereira *et al*, 2006).

Sobre a Série Negra surge, em discordância (Oliveira *et al*, 1991, Pereira & Silva, 2006; Solá *et al*, 2008), a Formação de Urro atribuída por Oliveira *et al* (1991) ao Vendeano (Neoproterozóico), muito embora trabalhos mais recentes obtidos a partir de SHRIMP U-Pb em zircões em rochas volcanoclásticas da Formação de Urro, a ponham no Ordovícico inferior (fig. 5.8; Solá *et al*, 2006; 2008; Pereira *et al*, 2010). Esta unidade é constituída por um membro inferior que contém alternâncias de metagrauvaques e metapelitos, por vezes negros e um membro superior formado por um complexo vulcano-sedimentar essencialmente félsico, com tufos, riólitos, níveis arcósicos e conglomerados (Pereira & Silva, 2006). Sobre estes afloram a topo e em descontinuidade bancadas

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

espessas de arenitos com intercalações finas de níveis pelíticos com afinidade Centro-Ibérica (Formação do Quartzito Armoricano; Pereira & Silva, 1997).

Por fim, Oliveira *et al* (1991) referem que estas mesmas unidades da Faixa Blastomilonítica estão representadas na região de Abrantes (Gonçalves *et al*, 1979), prolongando-se até Ferreira do Zêzere (Conde *et al*, 1984). Pereira & Silva (2006) e Pereira *et al* (2010) apresentam uma litoestratigrafia semelhante à anteriormente descrita para a Zona de Cisalhamento de Portalegre-Esperança.

Como já foi referido anteriormente, Pereira & Silva (2006) propõem uma divisão da faixa bastomilonítica de Oliveira *et al* (1991) em duas Megaestruturas: Megaestrutura de Assumar (que segundo os autores representa o bordo meridional da Zona de Cisalhamento de Coimbra-Córdoba) e Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (que inclui o segmento da Zona de Cisalhamento de Coimbra-Córdoba e seu bordo setentrional). Segundo estes autores, estas megaestruturas apresentam uma estratigrafia significativamente diferente da apresentada por Oliveira *et al* (1991).

Na Megaestrutura de Assumar aflora uma extensa mancha da Formação de Mosteiros (correlacionável com a Série Negra), constituída por paragnaisse e micaxistos biotíticos e metachertes negros (Pereira & Silva, 2006), onde se incluem os anfíbolitos de Besteiros (Pereira, 1999), que apresentam uma assinatura típica de arco oceânico (Ribeiro *et al*, 2003). Esta formação tem sido interpretada como sendo do Neoproterozóico. Discordante sobre a Série Negra encontra-se o Complexo vulcano-sedimentar de Freixo-Segóvia (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2002), que inclui tufos félsicos, riólitos, riodacitos e andesitos, com níveis conglomeráticos onde se observam clastos de metachertes e micaxistos provavelmente provenientes da erosão da Formação de Mosteiros. Estas rochas vulcano-sedimentares félsicas passam gradualmente para o topo ao Complexo Detrítico-Carbonatado de Assumar (Pereira, 1999; Pereira & Silva, 2002; Pereira *et al*, 2006), formado por arcoses, pelitos, intercalações de pelitos e níveis carbonatados e por fim, calcários por vezes com basaltos associados, considerados de idade câmbrica.

Na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior, a Formação de Mosteiros (Série Negra), constituída essencialmente por metagrauvaques, metapelitos e metachertes (Pereira & Silva, 2006), inclui as rochas mais antigas (Edicariano) sobre as quais se depositou em discordância o Complexo vulcano-sedimentar de Nave de Grou-Azeiteiros (essencialmente félsico com tufos, riólitos e riodacitos). Tal qual como na megaestrutura de Assumar, este registo vulcânico passa progressivamente, a topo, ao Complexo Detrítico-Carbonatado de Ouguela, do Câmbrico, com arenitos arcósicos, níveis conglomeráticos (com clastos de metachertes e micaxistos da Série

5. A Zona de Ossa-Morena

Negra), pelitos rosáceos e esverdeados que dão lugar a níveis carbonatados (fig. 5.8; Pereira & Silva, 2006).

No que diz respeito ao metamorfismo, no bordo setentrional deste segmento, a Série Negra apresenta condições de baixo grau metamórfico (fácies dos xistos verdes), muito embora nos sectores mais internos o metamorfismo atinja condições de fácies anfibolítica (Pereira & Silva, 2006; Pereira *et al*, 2008).

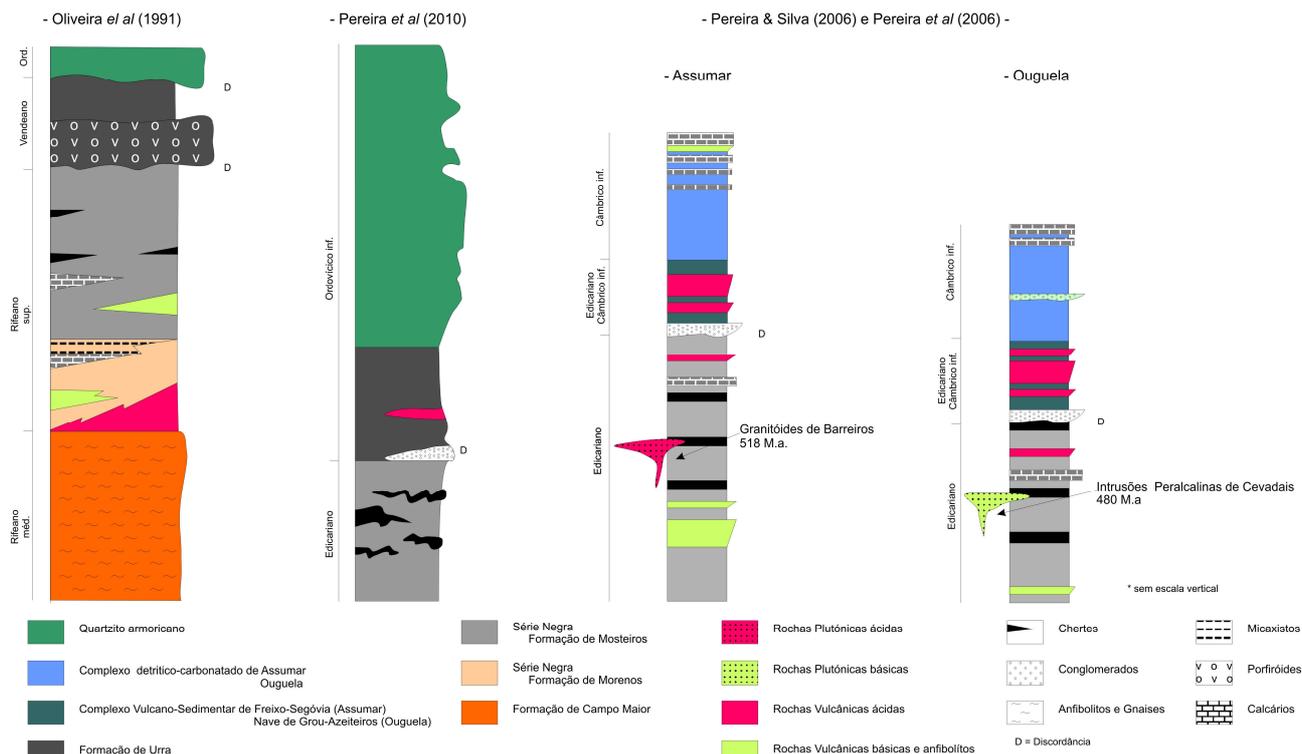


Fig. 5.8 – Sequências estratigráficas sintetizadas propostas para a Faixa Blastomilonítica (adaptado de Oliveira *et al*, 1991; Pereira & Silva, 2006; Pereira *et al*, 2008; 2010).

Sector Alter do Chão-Elvas

Neste sector, a sequência inicia-se com o Neoproterozóico constituído por xistos negros e metagrauvaques, com níveis lenticulares de chertes negros, cuja semelhança com a Formação de Mosteiros anteriormente descrita para a Faixa Blastomilonítica é clara (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006).

Discordante sobre a Formação de Mosteiros ocorre uma sucessão constituída por conglomerados, arcoses, que lateralmente passam a vulcanitos ácidos, com espessura variável (fig. 5.9). Nos conglomerados há clastos do soco proterozóico, evidenciando uma foliação anterior dobrada comprovando a existência de deformação gerada durante a orogenia Cadomiana, antecâmbria (Pereira & Silva, 1997 e referências inclusas). Estas litologias são atribuídas ao Cordubiano (parte baixa do Câmbrio inferior), por correlação desta unidade com a Formação

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

Torreárboles, em Espanha, sendo interpretada como sendo interpretada como resultante da erosão da cadeia Cadomiana.

Esta formação conglomerática é também referida por Pereira & Silva (2006), denominando-a de Complexo Vulcano-Sedimentar de S. Vicente. Os autores anteriormente referidos colocam-na discordantemente sobre a Série Negra, sendo a mesma constituída na base por uma série clástica, do Câmbrico inferior, constituída por rochas vulcânicas (riólitos) e vulcano-sedimentares félsicas (conglomerados, tufos e arcoses).

Sobrepõe-se a Formação Carbonatada (fig. 5.9), que é uma série carbonatada essencialmente dolomítica, que tem sido correlacionada com a Formação de Alconera definida no território espanhol (Liñán & Perejón, 1981; Moreno-Eiris, 1988). Nesta unidade foram descobertas importantes faunas de trilobites, braquiópodes, etc., que datam a unidade como câmbrica inferior (Oliveira *et al*, 1991). Para Araújo *et al* (2006), a Formação Dolomítica assenta em discordância sobre conglomerados de base do Câmbrico (fig. 5.9).

Sobre a Formação Carbonatada repousa a Formação de Vila Boim do Câmbrico inferior (Marianiano), sendo que a idade é fornecida por fósseis de trilobites (Delgado, 1905; Teixeira, 1952). Esta é constituída por uma alternância de bancadas de arenitos e psamitos, apresentando características sedimentares que levam muitas vezes a considerar esta formação como do tipo *flysch*. Intercalados na Formação de Vila Boim, ocorrem vulcanítos ácidos (riólitos) e básicos (basaltos; Mata, 1986).

A sequência anteriormente descrita termina, com o aparecimento de bancadas quartzíticas micáceas de espessura métrica (a Barra Quartzítica, de Oliveira, 1984), que lateralmente e para NW passam a conglomerados (predominantemente constituídos por clastos de quartzo bem rolados) datado do Câmbrico médio (Oliveira *et al*, 1991). Este horizonte arenítico-conglomerático tem larga expressão em toda a Zona de Ossa-Morena, constituindo um excelente nível guia.

Estratigraficamente acima da Barra Quartzítica sobrepõe-se em discordância (Araújo *et al*, 2006), o complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem (fig. 5.9), constituído por urna sequência terrígena com pelitos, siltitos, grauvaques e raros carbonatos. Intercalados nesta sequência terrígena há vulcanítos ácidos (riolitos e tufitos) e basaltos alcalinos espelitizados com lavas em almofada (Oliveira *et al*, 1991, Araújo *et al*, 2006). Subjacentes aos basaltos alcalinos ocorrem rochas peralcalinas extrusivas (Oliveira *et al*, 1991).

O Complexo de Terrugem passa gradualmente a um conjunto terrígeno constituído por alternâncias milimétricas a centimétricas de pelitos, siltitos e bancadas mais espessas de grauvaques. Este conjunto terrígeno é considerado como representando o prolongamento para NW da Formação de Fatuquedo (fig. 5.9), definida na região de Barrancos (Delgado, 1908). Esta

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

Câmbrico médio a superior (Araújo *et al*, 2006), o que tornaria a descrição deste sector desnecessária para a temática deste capítulo, uma vez que a área em estudo apresenta uma estratigrafia compatível com a transição Neoproterozóico-Câmbrico.

Contudo, para este mesmo sector foi elaborada uma outra coluna litoestratigráfica para o subsector do Anticlinal de Estremoz, onde é possível observar a transição das formações neoproterozóicas para as câmbricas. Sempre que for pertinente, assinalar-se-ão correlações entre a estratigrafia do Anticlinal de Estremoz, com uma outra estrutura presente no sector Estremoz-Barrancos: o antiformal de Ferrarias.

A sequência litoestratigráfica do Antiformal de Estremoz foi inicialmente estabelecida com o recurso a correlações com a sequência do sector de Alter do Chão-Elvas, mantendo-se ainda presente esse paralelismo, para várias das unidades (Oliveira *et al*, 1991).

A sequência inicia-se com a Formação de Mares, constituída por xistos negros e metagrauwaques, com intercalações de chertes negros, dispendo-se segundo duas manchas na zona axial da estrutura, sendo considerada do Neoproterozóico por correlação com a Formação de Mosteiros (Série Negra) do Nordeste Alentejano (Oliveira *et al*, 1991).

Sobre a Série Negra assenta discordantemente a Formação Dolomítica, constituída por calcários dolomíticos com níveis siliciosos intercalados, tendo na base conglomerados, arcoses e vulcanitos (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006). Este membro vulcanoclástico foi considerado como equivalente estratigráfico da “Série Clástica” do Câmbrico de Elvas (Gonçalves, 1971) ou das rochas de natureza arcósica, com níveis conglomeráticos na base, passando a alternâncias de arenitos e argilitos do Câmbrico de Ouguela (Pereira & Silva, 1997). Este membro é considerado como eventual marcador de uma discordância do Câmbrico inferior sobre o soco proterozóico.

Muito embora se atribua a esta formação uma idade do Câmbrico inferior por comparação com Elvas (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991), a idade da Formação Dolomítica permanece incerta. No Antiformal de Ferrarias, Perdigo (1967) considerou os calcários dolomíticos do Silúrico, muito embora posteriormente tenham sido atribuídos ao Câmbrico inferior (Piçarra & Le Menn, 1994).

No topo dos calcários dolomíticos ocorre um horizonte silicioso, localmente mineralizado com sulfuretos, que tem sido interpretado como marcador de uma importante lacuna, associada à exposição subárea dos carbonatos, durante o Câmbrico médio e superior, o que provocou localmente carsificação e silicificação (Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al*, 1987; Oliveira *et al*, 1991).

Sobre este horizonte dispõe-se o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado de Estremoz, constituído por mármore, calcoxistos e intercalações de vulcanitos ácidos e básicos (basaltos alcalinos e traquiandesito, de acordo com Mata & Munhá, 1985). A Sul de Estremoz ocorrem

5. A Zona de Ossa-Morena

rochas félsicas consideradas como peralcalinas por Gonçalves & Coelho (1974), e reinterpretadas por Mata & Munhá (1983) como riodacitos.

A idade deste complexo tem sido objecto de alguma controvérsia face à ausência de fósseis. Tradicionalmente considerado do Câmbrio inferior (Carvalho *et al*, 1971), já foi considerado como sendo do Ordovícico (Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al*, 1987) ou até do Silúrico (Perdigão, 1967), para os mármore de antiforma de Ferrarias, que se consideram equivalentes (Piçarra, 2000).

A descoberta de artigos de crinóides de idade não inferior ao Ordovícico médio (Piçarra & Le Menn, 1994) no Antiforma de Ferrarias e, mais recentemente, de elementos conodontais com possível idade de Silúrico superior- Devónico, como *Ozorkodina? sp.* e *Oulodus? sp.* (Sarmiento *et al*, 2000) na mesma estrutura, levantou a possibilidade de que, pelo menos os níveis mais altos dos mármore, onde se identificou o material fossilífero, possam ter idade compreendida algures entre o Silúrico superior e o Devónico. A correlação entre estes carbonatos com os presentes no Anticlinal de Estremoz coloca então um problema no que respeita à idade destas unidades.

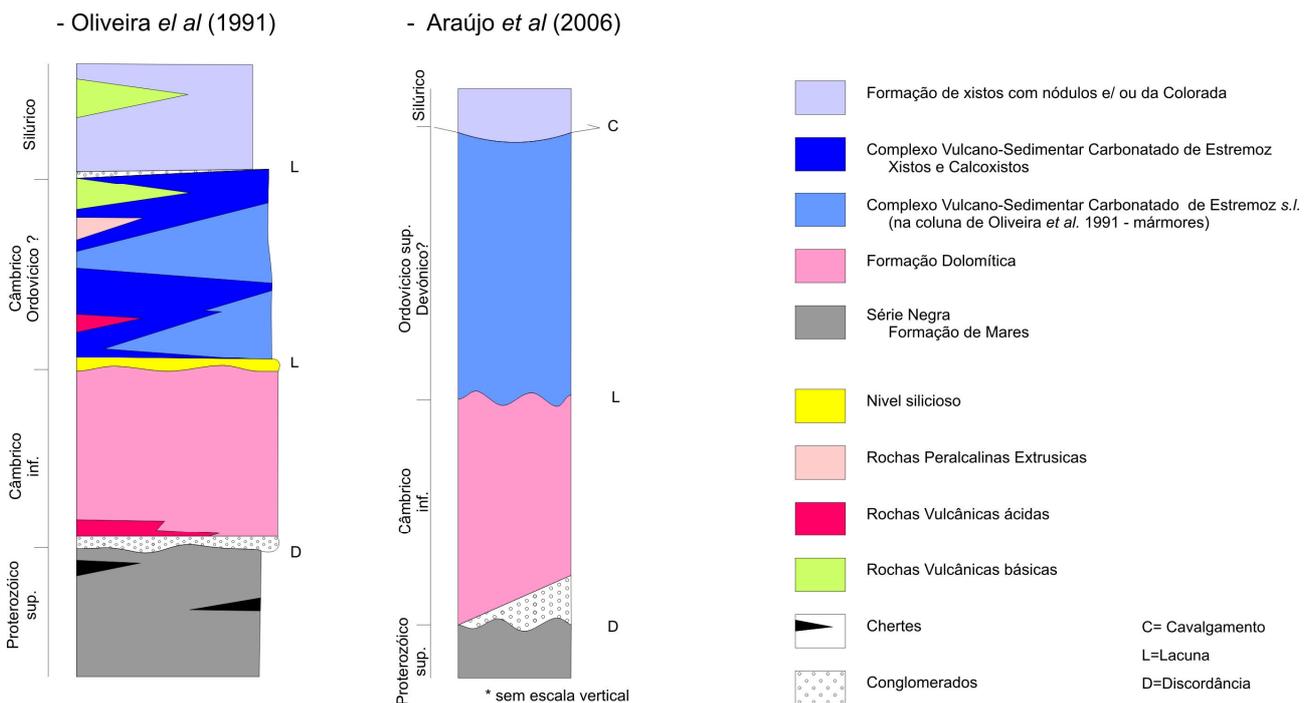


Fig. 5.10 – Sequências estratigráficas sintetizadas do Sector Estremoz – Barrancos, subsector Anticlinal de Estremoz (adaptado de Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006)

Esta idade implica a existência de uma enorme discordância desde a Câmbrio inferior (idade da Formação dolomítica) ao Devónico (idade proposta para os mármore). Surge então uma explicação alternativa, que refere que estas idades não são as idades dos calcários que dão origem aos mármore, estando relacionadas com os processos de carsificação presentes nos mármore de Estremoz e de Ferrarias; os microfósseis estariam em blocos mais recentes que os mármore que

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

teriam caído em orifícios cársicos nos mármore, o que neste caso implica que tenha havido uma exposição sub-aérea no Devónico (Araújo *et al*, 2006).

Sobre o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado ocorre, de modo descontínuo e com geometria lenticular, um conglomerado poligénico com calhaus de xisto, vulcanitos, quartzitos e calcários, numa matriz xistenta. A presença deste conglomerado foi interpretada como representando um período erosivo generalizado, não se excluindo a possibilidade de que seja a manifestação da glaciação do final do Ordovícico (Oliveira *et al*, 1991).

Sector de Montemor-Ficalho

A estratigrafia da transição do Neoproterozóico – Câmbrico neste sector é bastante semelhante aquele que vem sendo descrito para os sectores anteriores, principalmente para as estruturas em antifórma de Ficalho-Moura, Portel, Serpa, Alvito-Viana, Escoural e S. Brissos.

A sucessão inicia-se um soco neoproterozóico pouco metamórfico (Oliveira *et al*, 1991), com xistos negros, chertes e grauvaques (Formação de Águas de Peixe, nos Anticlinais de Ficalho, Moura e Portel) ou revelando mais elevado grau de metamorfismo, com micaxistos, vulcanitos ácidos, anfíbolitos e gnaisses (Formação de Escoural, nos Anticlinais de Serpa, S. Brissos e Escoural). A sequência tem semelhanças litológicas e estratigráficas com a que ocorre na Faixa Blastomilonítica do NE Alentejano, e também com a do núcleo do Anticlinal de Estremoz (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006). Para a Formação do Escoural foram realizadas datações de zircões presentes nos metassedimentos indicando uma idade máxima de deposição em torno dos 560Ma (Chichorro *et al*, 2006).

Discordante sobre o soco proterozóico, ocorrem calcários dolomíticos (Formação Dolomítica), que apresentam, na base, níveis areno-conglomeráticos e vulcanitos félsicos, presentes em Ficalho, Moura e Serpa (Oliveira *et al*, 1991; Araújo *et al*, 2006). Podem ocorrer também mármore de grão muito grosseiro, por vezes evidenciando bandado de xistos e de metabasitos, como acontece nas estruturas de Serpa (“Mármore com forsterite”), de Viana do Alentejo e de Escoural. Estas litologias e as subjacentes, de idade neoproterozóica, apresentam forte recristalização metamórfica, havendo até rochas metamórficas de alta pressão, na fácies eclogítica (Fonseca *et al*, 1993; 1996). À Formação Dolomítica e aos Mármore com forsterite, é atribuída uma idade de Câmbrico inferior, por correlação com os calcários dolomíticos da região de Elvas (Piçarra, 2000).

No topo desta unidade surge um horizonte sílico-ferruginoso, que no caso de Moura vem acompanhado de conglomerados com calhaus de dolomito numa matriz vulcânica. Sobre o horizonte silicioso ocorre o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado, muito semelhante ao que aflora no Anticlinal de Estremoz (Oliveira & Piçarra, 1986), designado de Complexo Vulcano-

5. A Zona de Ossa-Morena

Sedimentar-Carbonatado de Ficalho-Moura (Oliveira *et al*, 1991). Este horizonte é interpretado como sendo marcador de uma discordância Câmbrico-Ordovícico (Araújo *et al*, 2006), havendo outros autores que consideram o nível como uma possível discordância menor do Câmbrico inferior (Ribeiro *et al*, 1992a).

No que respeita ao vulcanismo, o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado de Ficalho-Moura apresenta um vulcanismo ácido nos níveis mais basais, bem como termos vulcanoclásticos, designadamente tufos, brechas, tufitos, xistos borra de vinho e calcoxistos, na região de Ficalho. Quanto às rochas básicas, são consideradas toleítos continentais anorogénicos (Ribeiro *et al*, 1992b). Nas áreas mais a leste do sector (Alvito-Viana do Alentejo e Escoural), desenvolve-se também extenso conjunto de mármore com vulcanismo básico associado, possivelmente correlacionável, no todo ou em parte, com o complexo do antiforma de Ficalho-Moura. Alguns destes basitos estão na fácies eclogítica, evidenciando um episódio metamórfico de alta pressão (Fonseca, 1995; Fonseca *et al*, 1999).

Por fim, no que diz respeito à idade do Complexo vulcano-sedimentar-carbonatado de Ficalho-Moura, as unidades correlativas do sector não é consensual e tem sido atribuída com base em correlações litoestratigráficas. As idades atribuídas têm variado desde o Neoproterozóico superior (Carvalhosa, 1983); Câmbrico inferior (Carvalhosa, 1971); Câmbrico inferior a médio (Ribeiro *et al*, 1992b); Câmbrico-Ordovícico? (Oliveira *et al*, 1991;); Ordovícico superior ou pós Silúrico superior (Piçarra & Le Menn, 1994). Recentemente, os mármore deste complexo, forneceram elementos conodontais ramiformes (*Ozarkodina? sp.*) do Silúrico superior-Devónico (Piçarra, 2000), confirmando a sua equivalência estratigráfica aos do antiforma de Ferrarias, do sector de Estremoz-Barrancos. Contudo, a idade fornecida por estes restos conodontais é objecto das mesmas reservas que foram anteriormente apontadas para os que foram identificados na estrutura de Ferrarias.

Pereira *et al* (2006) e Chichorro *et al* (2008) apresentam uma coluna estratigráfica com diferenças significativas relativamente ao proposto pelos autores anteriormente referidos. Estes autores referem que sobre a Série Negra anteriormente descrita (Formações do Escoural e Águas de Peixe) surgem dois complexos vulcano-sedimentares. Da base para o topo:

- Formação de Monfurado (Câmbrico inferior) – caracterizado por apresentar na base riólitos, riodacitos e meta-tufos andesíticos intercalados com metapelitos e raras intercalações de rochas calcossilicatadas. Para o topo as intercalações de rochas calcossilicatadas presentes na base tornam-se mais frequentes e a este complexo passa a caracterizar-se pelo domínio de

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

mármore, micaxistos com raros anfibolitos e tufos félsicos. A transição da Série Negra para esta Formação está demarcada por uma discordância angular (Oliveira *et al*, 1991).

- Formação do Carvalho (Câmbrico?-Ordovícico) – caracterizada por apresentar um vulcanismo bimodal com riodacitos, basalto e gabros, todos eles metamorfizados na fácies anfibolítica, associados a uma componente detrítica, constituída por micaxistos e filitos com quartzitos e mármore subsidiários.

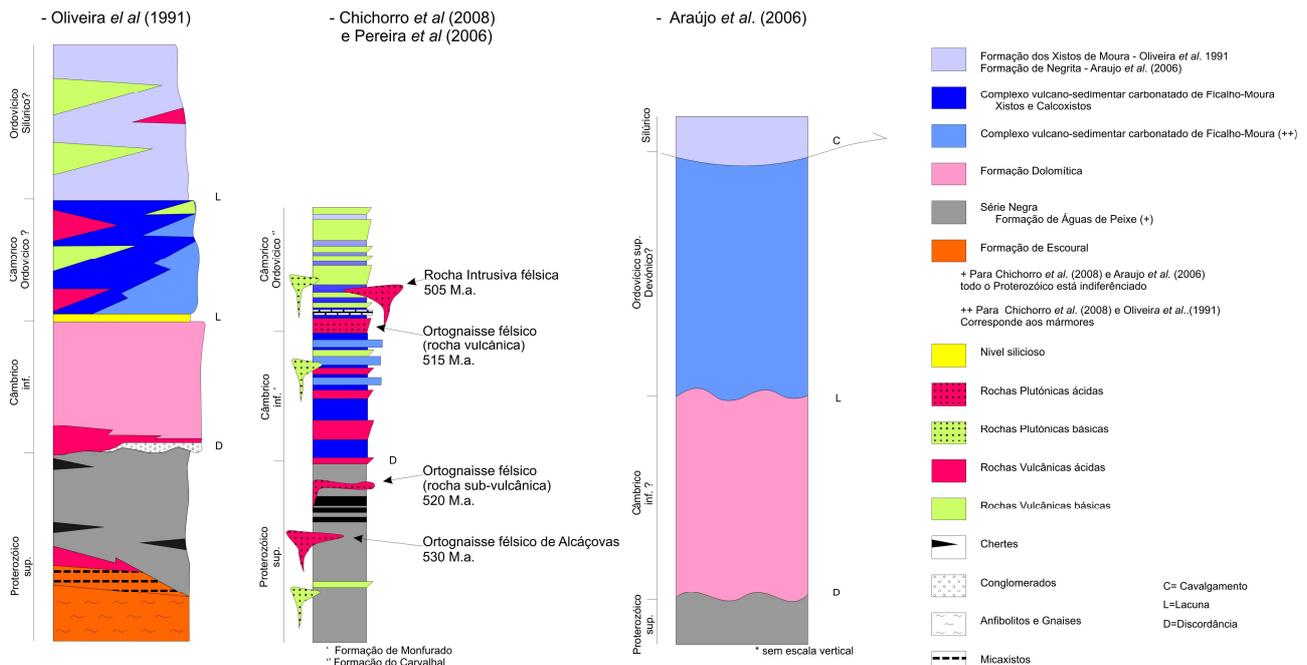


Fig. 5.11 – Sequências estratigráficas sintetizadas do sector de Montemor – Ficalho (Oliveira *et al*, 1991; Pereira *et al*, 2006; Araújo *et al*, 2006; Chichorro *et al*, 2008).

5.5. Magmatismo na Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa-Morena apresenta um magmatismo relativamente abundante que se estende em termos temporais desde o Proterozóico até ao Paleozóico superior (fig. 5.12). É possível reconhecer termos vulcânicos e plutónicos, muito embora na maioria dos casos a sua mineralogia e texturas iniciais estejam parcialmente obliteradas pelo metamorfismo, que localmente atinge graus elevados. A presença de dois ciclos de Wilson sobrepostos dificulta a interpretação geodinâmica deste magmatismo.

A formação da Cadeia Orogénica Cadomiana no Neoproterozóico, apresenta uma associação de vulcanitos e plutonitos, descritos de forma mais ou menos prevasiva por toda a Zona de Ossa-Morena. Este magmatismo é atribuído vulgarmente ao Proterozóico médio a superior (L.Ribeiro *et al*, 1997; fig. 5.12). No entanto, o conhecimento deste magmatismo proterozóico é escasso e incompleto.

5. A Zona de Ossa-Morena

O Paleozóico por sua vez apresenta um magmatismo muito mais abundante, sendo possível associar o mesmo às diversas fases do ciclo de Wilson Varisco, muito embora grande parte dos vulcanitos intaformacionais descritos apresentem incertezas quanto à sua posição estratigráfica, quer pela complexidade tectónica que por vezes se observa, quer pela ausência de fósseis que permitam datar com certeza os complexos vulcano-sedimentares dos quais os vulcanitos fazem parte.

Como tal, após a formação da Cadeia Orogénica Cadomiana, inicia-se no Câmbrio inferior o processo de *rifting* intracontinental ao qual se associa um magmatismo toleítico, que com o decorrer do tempo vai evoluindo para os termos mais alcalinos, por vezes com manifestações de peralcalinidade (L.Ribeiro *et al*, 1997; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas). Este vulcanismo peralcalino traduz a diminuição das taxas de fusão mantélicas e indicam contaminação crustal, denunciando ainda a migração do *rifting* para Sudoeste (*e.g.* Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas).

O vulcanismo anorogénico atinge o seu expoente máximo com a criação de basaltos oceânicos no Ordovícico (ou anterior) e que são posteriormente obductados durante as fases colisionais associadas ao ciclo Varisco (Pedro *et al*, 2006a; 2006b; 2010).

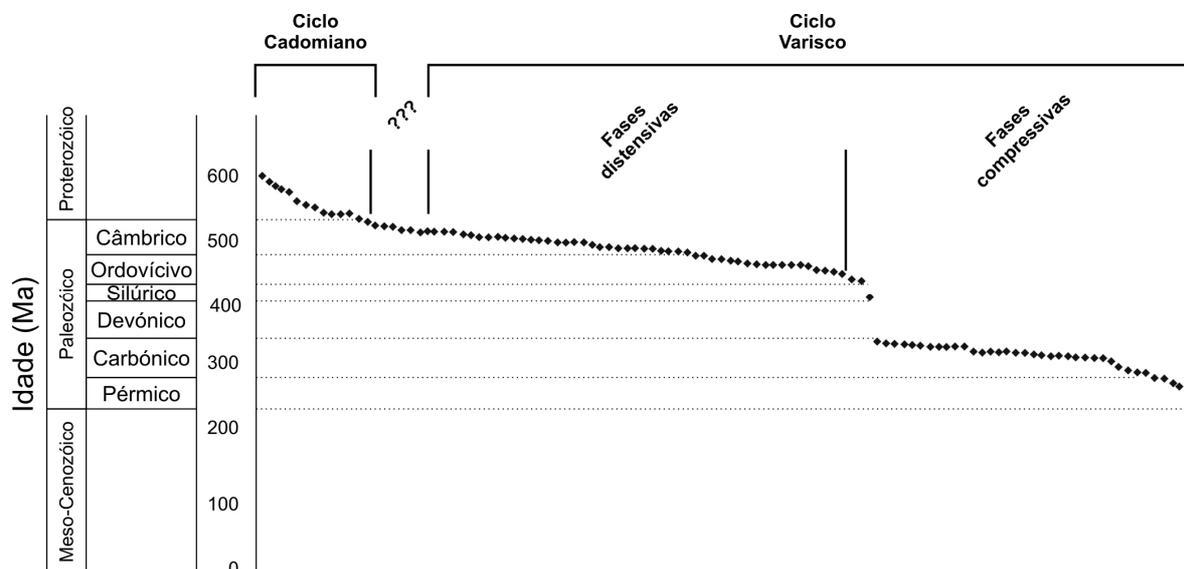


Fig. 5.12 – Idades analíticas do magmatismo no Sudoeste da Ibéria. Os dados geocronológicos apontam para uma aparente continuidade entre o magmatismo relacionado com a subducção associada ao Ciclo Cadomiano e o magmatismo associado aos processos distensivos Variscos do Paleozóico inferior (adaptado de Simancas *et al*, 2004).

No Paleozóico superior (Devónico inferior?) ocorre uma inversão nas características do magmatismo que revela agora um contributo orogénico que se mantém até ao Carbónico/Pérmico. Durante este período surge um magmatismo muito intenso junto ao bordo SW da Zona de Ossa-Morena, com características toleíticas a calco-alcalinas, evoluindo posteriormente para os termos

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

calco-alcalinos. A migração do magmatismo para Norte e a variação do seu quimismo para calco-alcalino, atingindo inclusivamente termos shoshoníticos (Moita *et al*, 2005; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas), denota uma evolução tectonomagmática orogénica típica e aponta no sentido de que a polaridade da subducção durante o Paleozóico superior fosse para Norte (Pedro *et al*, 2006a; Araújo, 2006).

Nos subcapítulos seguintes, apresentar-se-á de forma sintética e independente, a descrição em termos estratigráficos, geoquímicos e a idade radiométrica (quando pertinente) dos magmatitos que de uma forma global representam a evolução geodinâmica anteriormente descrita.

5.5.1. Magmatismo Proterozóico

Como referido anteriormente, o conhecimento do magmatismo proterozóico é escasso e incompleto, muito por causa do *overprint* Varisco (Simancas *et al*, 2004; Ribeiro *et al*, 2007; 2009). No entanto, existe uma série de dados radiométricos em corpos plutónicos, ou em rochas ortoderivadas, que indicam um intenso magmatismo durante o Neoproterozóico, associado muito possivelmente à Orogenia Cadomiana.

No entanto, a passagem do magmatismo associado à orogenia Cadomiana para as fases distintivas associadas ao ciclo Varisco não é de todo claro (fig. 5.12; Salman *et al*, 2004; Simancas *et al*, 2004), havendo magmatismo contínuo desde o Proterozóico ao Ordovícico, muito embora, Pereira *et al* (2010) identifique a transição de um ambiente geodinâmico de margem activa, associado a um arco magmático Cadomiano (*ca.* 570-545 Ma) para um ambiente de *rift* intracontinental evoluindo durante o Câmbrico (*ca.* 530-500 Ma). Esta transição é representada por uma mudança no quimismo dos corpos magmáticos criados nos diversos ambientes geotectónicos.

Sánchez-García *et al* (2007) data zircões em diques ácidos no sector Espanhol da Zona de Ossa-Morena, fornecendo a idade mais antiga conhecida *ca.* 623 Ma. O magmatismo é também identificado no sector português da Zona de Ossa-Morena, nas Formações de Campo Maior, do Escoural, Mosteiros e na Série Negra do NE Alentejano.

Nos metassedimentos da Série Negra, surgem vulcanitos intercalados em séries siliciclásticas que caracterizam estes metassedimentos. Estes vulcanitos são atribuídos vulgarmente ao Meso- e Neoproterozóico (M.L. Ribeiro *et al*, 1997). A análise das idades obtidas em núcleos herdados e o crescimento dos zircões detríticos nas unidades pertencentes à Série Negra, permite verificar que a maioria dos zircões presentes são do Neoproterozóico (Edicariano-Vriogénico, *ca.* 650-645 Ma; Pereira *et al*, 2010). Segundo os autores mencionados, a grande percentagem de zircões detríticos obtidos indicam que a principal actividade magmática terá sido entre o 590-550 Ma (arco Avaloniano-Cadomiano peri-Gondwânico). Esta formação é então interpretada como turbiditos

5. A Zona de Ossa-Morena

pouco profundos resultantes do desmantelamento da Cadeia Orogénica Cadomiana (Quesada *et al*, 1990).

Na região de Sardoal (cerca de 10 km a Nodeste de Abrantes), surge também um maciço ortoderivado, denominado de Unidade Granítica-Gnaissica de Mouriscas-Sardoal. Este granito gnaissico exibe uma textura muito deformada, com uma assinatura geoquímica indicando uma margem continental activa (Henriques *et al*, 2006; 2009; 2010). Os mesmos autores, com auxílio de datações radiométricas (U-Pb em zircão) indicam uma idade para o magmatismo de 569 ± 3 Ma, associando este vulcanismo à construção da cadeia orogénica Cadomiana.

Os zircões ígneos presentes nos metasedimentos da Formação do Escoural, indicando uma idade máxima de deposição em torno dos 560Ma, são também um indício de magmatismo anterior à deposição desta Formação (Chichorro *et al*, 2006; Pereira *et al*, 2008). Os mesmos autores referem ainda que a assinatura geoquímica calco-alcalina exibida por estes meta-sedimentos imaturos são um indício para que estes tenham resultado do desmantelamento de um arco magmático Cadomiano. A assinatura calco-alcalina é também identificada no topo da Série Negra, na Formação de Malcocinado (em Espanha), assim como nem alguns granitóides atribuídos ao Vendiano / Câmbrico inferior, sendo esta assinatura interpretada da mesma forma (Sánchez Carretero *et al*, 1989; 1990; Almarza, 1996; Martínez Poyatos, 1997; Pin *et al*, 2002; Bandrés *et al*, 2004; Salman, 2004).

Contudo, Simancas *et al* (2004) referem que a assinatura calco-alcalina se estende até ao Ordovícico inferior. Os mesmos autores referem ainda que a separação entre o vulcanismo anorogénico associado às fases extensivas do Ciclo Cadomiano (alcalino e toleítico) e o orogénico associado às fases compressivas do mesmo ciclo orogénico (calco-alcálico) são na prática difíceis, colocando então ressalvas quanto à idade final da orogenia Cadomiana. Todavia, a base do magmatismo alcalino encontra-se claramente delimitada, sendo do Câmbrico inferior, datando assim de forma clara o início do processo de *rifting* intracontinental (*e.g.* Mata & Munhá, 1985, 1990; Sagredo & Peinado, 1992; Giese & Bühn, 1993).

Este prolongamento da assinatura calco-alcalina até ao Ordovícico (claramente dentro do estágio de *rifting* intracontinental varisco), segundo alguns autores que têm estudado o magmatismo Varisco na Europa Central, pode ser consequência da fusão das rochas crustais antigas, com altos fluxos de calor, associadas ao vulcanismo do tipo arco e consequente contaminação do vulcanismo anorogénico (Dorr *et al*, 1992; Finger *et al*, 1997; Zulauf *et al*, 1999).

O magmatismo calco-alcálico é claro no Maciço de Mérida (Bandrés *et al*, 2004), que inclui desde termos granodioríticos, tonalíticos e graníticos; as rochas graníticas e dioríticas aqui existentes fornecem idades de cristalização magmática entre 570-580 Ma, obtidas U-Pb em zircões ígneos.

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

Segundo os autores, é clara a existência de deformação posterior neste maciço. Esta deformação é atribuível ao ciclo orogénico Varisco. O mesmo autor data ainda granadas associadas a este magmatismo através dos pares isotópicos Sm-Nd e Lu-Hf, obtendo idade entre os 593-637 Ma; os autores interpretam estas idades como estando associados a episódios anteriores associados à construção do arco magmático, sendo posteriormente incorporados no processo de construção do orógeno principal.

Referência ainda para o aparecimento, no NE Alentejano, de rochas anfibolíticas (*e.g.* Abalos, *et al*, 1991; López Sánchez-Vizcaíno *et al*, 2003), sendo que alguns destes apresentam uma assinatura geoquímica típica de crosta Oceânica, podendo a mesma ter idade Neoproterozóica (*e.g.* Gómez Pugnaire *et al*, 2003; Bandrés *et al*, 2004).

5.5.2. Magmatismo anorogénico do Paleozóico inferior (Câmbrico-Silúrico inferior)

O magmatismo no Paleozóico inferior apresenta um quimismo toleítico que evolui gradualmente no sentido da alcalinidade (*e.g.* Mata & Munhá, 1990; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas). Tal assinatura geoquímica é típica dos estádios iniciais do ciclo de Wilson, associados aos processos distensivos responsáveis pela abertura de um novo oceano e consequentemente pela presença de magmatismo anorogénico.

As ocorrências de vulcanismo anorogénico na Zona de Ossa-Morena, durante o ciclo Varisco, iniciam a sua ocorrência no Câmbrico inferior (*e.g.* Mata & Munhá, 1990; Montero *et al*, 1999; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas) havendo indícios deste tipo de vulcanismo até (pelo menos) ao Silúrico inferior (*e.g.* Mata & Munhá, 1990; Piçarra, 2000; Pedro *et al*, 2006a; 2006b).

No Câmbrico inferior, na região de Alter do Chão-Elvas, o vulcanismo apresenta-se intercalado nos metasedimentos da Formação de Vila Boim (*e.g.* Teixeira & Gonçalves, 1967; Mata & Munhá, 1990). Este vulcanismo revela uma natureza toleítica, com rochas que apresentam termos bimodais (riólito e basaltos). Os mesmos autores referem que a ocorrência de toleítos associados a riólitos crutais, bem como a sedimentação contemporânea ao vulcanismo, apontam para um ambiente geodinâmica típico dos estádios iniciais do *rifting* intracontinental.

Na transição Câmbrico inferior-médio, na mesma região, surge intercalado nos metasedimentos do Complexo Vulcano-Sedimentar da Terrugem, um vulcanismo bimodal com um quimismo alcalino-transicional, apresentando padrões de elementos incompatíveis típicos de basaltos intraplaca (Mata & Munhá, 1990). Este é constituído por rochas peralcalinas (traquitos, microsienitos, microgranitos) que se terão gerado por cristalização fraccionada de magmas representados pelas rochas máficas, a que se associam temporal e espacialmente (Mata & Munhá, 1990).

5. A Zona de Ossa-Morena

Ainda é de fazer referência para a presença na região de Santo Aleixo de vulcanismo essencialmente básico (vulcanitos de Santo Aleixo da Restauração) que apresenta uma natureza alcalina a alcalina-transicional intercalada nos pelitos e psamitos da base da Formação de Ossa (sector Estremoz-Barrancos; Mata & Munhá, 1990), para a qual se admitem idades compreendidas entre o Câmbrico médio (Oliveira *et al*, 1991) a Câmbrico médio-superior (Piçarra, 2000).

No domínio Estremoz-Barrancos, mais precisamente no Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz é possível também identificar a presença de vulcanismo bimodal típico de ambiente intra-placa (Mata & Munhá, 1985). Segundo os mesmos autores, foi possível identificar nos termos mais máficos do vulcanismo, litotipos variáveis entre basaltos alcalinos e traquiandesitos e nos termos mais félsicos como riólitos/dacitos sub-alcalinos, intercalados na sequência carbonatada.

Surge no sector de Montemor-Ficalho, o Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura que apresenta várias semelhanças com o Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz. Uma das semelhanças claras é que o vulcanismo se associa a uma sedimentação carbonatada. Outra semelhança prende-se com as semelhanças apresentadas no tipo de vulcanismo que aqui está presente. O vulcanismo é bimodal, sendo que os mafitos possuem quimismo toleítico de basaltos continentais anorogénicos e o vulcanitos félsicos correspondem essencialmente a riólitos com alto teor em sílica (M.L. Ribeiro *et al*, 1992). Esta intercalação nos complexos vulcano-sedimentares carbonatados de metavulcanitos, é resultante do processo de estiramento crustal progressivo da margem continental cadomiana, com vulcanismo associado (fig. 5.13 A).

No que diz respeito à idade deste vulcanismo, os dados existentes dificultam a sua interpretação. O vulcanismo presente no Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz e no Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura é vulgarmente considerado como sendo contemporâneo da sedimentação carbonatada (*e.g.* Oliveira *et al*, 1991). Como referido no capítulo 5.3., a idade destes complexos vulcano-sedimentares têm causado grande controvérsia, sendo apontadas idades variáveis entre o Câmbrico inferior até ao Silúrico superior-Devónico. Caso se confirme estas idades devónicas, pode afirmar-se que o magmatismo anorogénico não é exclusivo do Paleozóico inferior, podendo ocorrer até ao Devónico inferior.

Sobrejacente ao Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura regista-se um vulcanismo básico anorogénico com quimismo alcalino intraplaca (Mata & Munhá, 1990; Ribeiro *et al*, 1992) intercalado no Complexo Filonítico de Moura, cuja base é datada do Silúrico inferior (Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992). De referir ainda que, esta intercalação dos termos vulcânicos no seio do Complexo Filonítico de Moura pode ter uma componente tectónica importante (Araújo *et al*, 2005).

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

O Complexo Vulcânico de S. Marcos do Campo ocorre intercalado nos níveis inferiores da Formação de Barrancos (sector Estremoz-Barrancos), tendo por isso sido atribuído ao Câmbrico superior ou Ordovícico inferior (Oliveira *et al*, 1991; Mata *et al*, 1999). Os termos metavulcânicos são compostos na sua maioria por membros máficos, com raras ocorrências de vulcânicas félsicas. No entanto, os litótipos máficos apresentam uma assinatura geoquímica típica de rochas subalcalinas e toleíticas, sendo considerados como parte integrante de um arco vulcânico (Mata *et al*, 1999).

A natureza orogénica dos vulcanitos de S. Marcos do Campo é incongruente com o regime magmático vigente na Zona de Ossa-Morena durante o Câmbrico superior – Ordovícico inferior, mas pode ser justificado por um evento orogénico de curta duração durante um regime distensivo regional (Mata *et al*, 1993; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas).

Também com idade ordovícica (*c.a.* 480 Ma), surgem rochas com características anorogénicas, apresentando um quimismo típico de basaltos do fundo oceânico sem contaminação crustal (Pedro *et al*, 2010). Estes fragmentos encontram-se altamente tectonizados, sendo interpretados como fragmentos de litosfera oceânica, com o seu zonamento típico, associada ao Oceano Rheic, obductados durante o processo de colisão Varisca, denominados por Sequência Ofiolítica Interna da Zona de Ossa-Morena (IOMZOS; Pedro *et al*, 2010). Estes dados reforçam a ideia da abertura de um extenso oceano no SW da Ibéria durante o Paleozóico inferior, com criação de uma litosfera oceânica típica (*e.g.* Ribeiro *et al*, 2007; Pedro *et al*, 2010).

Todo o vulcanismo, câmbrico e ordovícico, é acompanhado por um período intrusivo com origem crustal (M.L. Ribeiro *et al*, 1992). Um exemplo claro do anteriormente referido é a presença dos maciços máfico-ultramáficos de Alter do Chão e de Elvas. Estes representam o magmatismo intrusivo do NE alentejano gerado em ambiente de *rifting* intracontinental, durante o Ordovícico (Carrilho Lopes *et al*, 2006). Segundo os mesmos autores, ambos apresentam uma tendência alcalina. Ainda no sector Alter do Chão-Elvas, destaca-se a presença dos maciços peralcalinos de Alter Pedroso e Cevedais, onde se obtiveram idades radiométricas entre os 500 e os 480 Ma (Priem *et al*, 1970). Estudos posteriores levados a cabo por Lancelot & Allegret (1982) em Alter Pedroso evidenciaram uma natureza alcalina deste maciço atribuindo-lhe uma idade na transição Câmbrico-Ordovícico (482 ± 16 Ma). A idade Câmbrico-Ordovícico é apontada por alguns autores como sendo também a idade dos maciços máficos e ultramáficos de Alter do Chão e de Elvas (M.L. Ribeiro *et al*, 1992; Carrilho Lopes *et al*, 2008).

No sector português da Zona de Ossa-Morena, faz-se referência ainda ao ortognaisse de Portalegre, que segundo Cordani *et al* (2006) apresenta uma idade ordovícica para instalação do protólito (497 ± 10 Ma) associada aos processos magmáticos correlacionáveis com o *rifting*

5. A Zona de Ossa-Morena

intracontinental. Da mesma forma, surgem na região de Alcáçovas, pórfiros ácidos e ortognaisses datados por Priem *et al* (1986), com idade ordovícica (456 ± 23 Ma), que sofreu posteriormente metamorfismo no Carbónico (319 ± 5 Ma) no decorrer das fases colisionais Variscas. No entanto, dados recentes (Pereira *et al*, 2006) indicam que o Ortognaisse de Alcáçovas teria um protólito câmbrico ($526,5 \pm 9,9$ Ma).

Estudos isotópicos nos domínios espanhóis da Zona de Ossa-Morena permitiram também identificar plutonismo de idade câmbrica e ordovícica. Salman (2004) identificou uma série de corpos plutónicos do Paleozóico inferior, de idades compreendidas entre os 532-502 Ma, associados aos eventos extensionais associados aos impulsos iniciais do Ciclo de Wilson Varisco, dos quais se destacam a título de exemplo o Tonalito de Culebrin (532 Ma; origem mantélica; com assinatura calco-alcalina) e o Granito de Calera de León (524 Ma; origem mantélica; com assinatura alcalina).

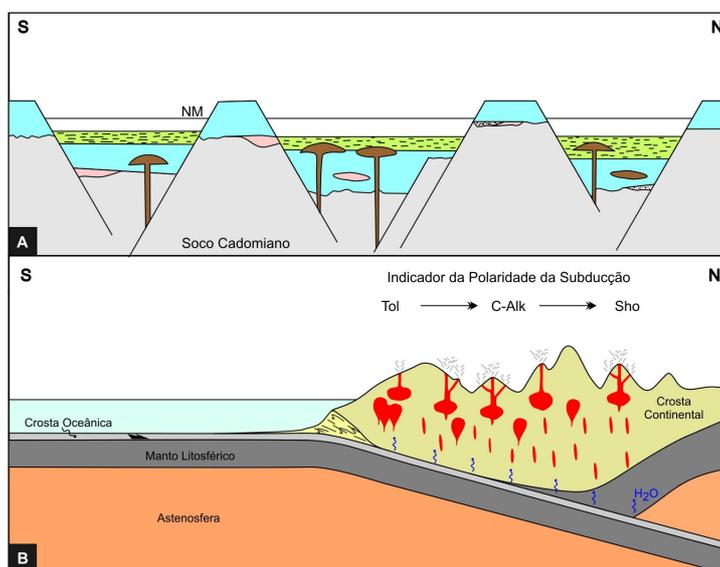


Fig. 5.13 – Representação esquemática dos ambientes geotectónicos associados aos eventos magmáticos evidentes na Zona de Ossa-Morena: **A** – ambiente distensivo associado ao *rifting* intracontinental no Paleozóico superior com destaque para a sedimentação carbonatada (representada a azul) com intercalação de corpos magmáticos; **B** – fase convergente do ciclo de Wilson Varisco, com vulcanismo relacionado ao processo de subducção. Faz-se referência à indicação da polaridade de subducção dada pelo carácter geoquímico do vulcanismo.

5.5.3. Magmatismo orogénico do Paleozóico superior (Devónico-Pérmico)

No que se refere ao magmatismo do Paleozóico superior, este está geneticamente relacionado com os fenómenos de subducção actuaentes no limite meridional da Zona de Ossa-Morena, tendo o magmatismo um carácter orogénico, que se prolonga desde o Devónico ao Pérmico.

Um dos sectores mais importantes para o entendimento do magmatismo associado às fases convergentes responsáveis pela formação cadeia orogénica Varisca, no território português, é o Maciço de Ígneo de Beja e o subsector de Santa Suzana-Odivelas, definidos por Oliveira *et al* (1991). Este maciço é constituído por uma associação plutónica de composições variáveis do básico (*e.g.* Complexo Gabro-Diorítico; Silva *et al*, 1970), ao ácido (*e.g.* Pórfiro de Baleizão-Alcáçovas;

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

Carvalho *et al*, 1971), incluindo ainda complexos vulcano-sedimentares (e.g. Complexo de Odivelas e Complexo Toca da Moura; Santos *et al*, 1987).

Recentemente Jesus *et al* (2007) e Pin *et al* (2008) dataram corpos intrusivos do Maciço Ígneo de Beja. Jesus *et al* (2007) obteve as idades Mississipiano (ca. 355-345 Ma) para rochas gabróicas e Pensilvaniano (ca. 300 Ma) para o Pórfiro de Baleizão, sendo a primeira associada às fases iniciais das fases colisionais e a segunda ao magmatismo pós-colisional. Pin *et al* (2008) obteve uma idade em torno dos 350 Ma (U-Pb em Zircão – ID-TIMS) em dioritos e granodioritos, interpretando esta idade como reflectindo a intrusão de corpos magmáticos associado aos eventos tardios dos episódios colisionais. O Complexo Ígneo de Beja é constituído essencialmente por rochas gabróicas e dioríticas com quimismo toleítico a calco-alcalino, evoluindo para os termos mais calco-alcalinos (Fonseca, 1995; Pedro *et al*, 2006a).

A Unidade de Odivelas é uma das quatro unidades litológicas constituintes do Maciço Ígneo de Beja (Andrade *et al*, 1976; Andrade 1984; Santos *et al*, 1990), encontrando-se imediatamente a Norte de uma outra unidade constituída por rochas básicas e ultrabásicas bastante deformadas denominada de Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches. A Unidade de Odivelas é dividida por sua vez em sete subunidades, uma das quais (Complexo de Peroguarda; Andrade, 1983) apresenta no seio dos termos vulcânicos intercalações de rochas carbonatadas denominadas por Calcários de Odivelas aos quais Conde & Andrade (1974) atribuíram idade meso- e/ou neo-devónica. Por seu lado, Santos *et al* (1990) estudaram o quimismo das rochas meta-vulcânicas o que lhes permitiu evidenciar o funcionamento de uma zona de subducção no bordo meridional da Zona de Ossa-Morena desde o Devónico médio/superior. Recentemente, a idade dos Calcários de Odivelas foi reavaliada através do estudo das áreas de Cortes e de Covas Ruivas. Na localidade de Covas Ruivas, Machado *et al* (2009; 2010) descreveram uma sequência dominada por calciturbiditos e depósitos de tipo *debris-flow* (intercalados com tufitos hemipelágicos) depositados, na transição Emsiano-Eifeliano (transição Devónico inferior.médio), em ambiente peri-recifal. Evidências de campo demonstram a existência, nesta localidade, de meta-vulcanitos anteriores e posteriores à formação das rochas carbonatadas (Machado *et al*, 2010; Moreira *et al*, 2010). O quimismo foi então reavaliado por Silva *et al* (2011a;b), tendo este complexo de rochas vulcânicas máficas afinidade toleítica e características que indicam terem sido geradas em ambiente supra-subducção.

Ainda no que respeita ao Complexo Ígneo de Beja, na região de Cuba-Alvito (Fonseca, 1995) ocorrem maciços gabróicos a granodioríticos (Alvito) e gabrodioríticos (Cuba). Ambos apresentam quimismo de natureza calco-alcalina (Santos *et al*, 1990). Também para a região de S. Cristóvão, Carvalhosa (1986), descreve um complexo eruptivo com termos filonianos, piroclásticos e com pórfiros. Este maciço subvulcânico segundo o mesmo autor apresenta uma composição

5. A Zona de Ossa-Morena

monzogranítica a granodiorítica com carácter calco-alcalino, tendo culminado no Carbónico inferior. Na região entre Baleizão e Alcáçovas instala-se uma unidade subvulcânica ácida, designada por Pórfiro de Baleizão-Alcáçovas (Fonseca, 1995), essencialmente constituída por dacitos e riódacitos de natureza calco-alcalina (Santos *et al*, 1990). Apresenta idade do Tournaciano-superior, podendo inclusive atingir idades mais recentes, como atestam as idades radiométricas do Namuriano (Priem *et al*, 1986).

Por sua vez, o Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches, que se instala durante o Eifeliano (Fonseca & Ribeiro, 1993), possui uma assinatura geoquímica semelhante à estabelecida para os basaltos gerados em bacias de *back-arc*, apresentando um quimismo transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos, indicando afinidades calco-alcalinas sintomáticas de magmatismo orogénico (Munhá *et al*, 1986; Fonseca & Ribeiro, 1993; Pedro *et al*, 2006a).

Os complexos vulcano-sedimentares de Toca da Moura e Cabrela apresentam bastantes similaridades no que respeita à sua idade e à sua constituição litológica (Oliveira *et al*, 2006). Estes complexos são constituídos por uma intercalação de xistos argilosos, siltitos e grauvaques, por vezes com passagens carbonatadas, com vulcanitos de composição variada (ácidos, básicos e intermédios), embora em Cabrela exista uma predominância dos termos ácidos (Oliveira *et al*, 1991, 2006). As idades obtidas através de palinomorfos presentes na associação indicam uma idade entre o Tournaisiano superior e o Viséano superior (Santos *et al*, 1987; Oliveira *et al*, 1986; 1990; 2006). Quer o complexo de Toca da Moura (Santos *et al*, 1987, Oliveira *et al*, 1991; 2006) quer o Complexo de Cabrela (Chichorro, 2006; Moita, 2008) apresentam um vulcanismo calco-alcalino orogénico.

No Devónico superior, no domínio Alter do Chão-Elvas instalam-se os maciços de natureza calco-alcalina a shoshonítica de Vale de Maceira, Veiros e Campo Maior (Moita *et al* 2005; Carrilho Lopes *et al*, 2005; Pedro *et al*, 2006b e referências inclusas). Nestes maciços obtiveram-se idades radiométricas em torno dos 365 Ma, mais precisamente 362 ± 12 Ma para o Maciço de Vale de Maceira (Moita *et al*, 2005) e 376 ± 22 Ma para o maciço de Campo Maior (Carrilho Lopes, 2004; Carrilho Lopes *et al*, 2005). Estes maciços apresentam alguma diversidade litológica, podendo ocorrer granodioritos, anortositos, gabros, monzonitos e dioritos.

O Maciço de Évora é também um exemplo do magmatismo orogénico associado à formação da cadeia Varisca. Este ocorre na região de Évora, grosso modo a Norte do Complexo Ígneo de Beja anteriormente descrito, sendo considerado globalmente como associado a processos de fusão crustal variscos (Moita *et al*, 2008; 2009). Este maciço inclui termos plutónicos variados desde granitos, granodioritos, quartzodioritos, gabros e tonalitos divididos em diferentes sectores, entre os quais se destacam os Maciços de Hospitais, Almansor, Alto de São Bento e Valverde (Carvalhosa, 1983;

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

Moita *et al*, 2008; 2009). Os processos de fusão crustal apresentam uma idade Carbónica, de que são exemplo as datações de Moita *et al* (2008) para os tonalitos e gabros do Maciço de Hospitais que indicam uma idade $323\pm 5,2$ Ma e para os leucogranitos do Alto de São Bento que forneceram idades em torno dos 322 ± 16 Ma, de Chichorro (2006) para o Ortognaisse félsico da região de Valverde apontando uma idade de $322\pm 6,8$ Ma para os processos de migmatização e ainda de Pereira *et al* (2009) que data diques graníticos e granodioritos deste maciço do Viséano ($337,1\pm 4,3$ Ma). Estes corpos plutónicos encontram-se espacialmente associados a migmatitos e a metamorfismo de contacto intenso (Carvalhosa, 1983; Araújo, 1995; 2006; Pereira *et al*, 2007; 2009; Moita *et al*, 2008; 2009). Estes corpos exibem um quimismo calco-alcalino a transicional entre os temas calco-alcalinos e toleíticos (Santos *et al*, 1990; Moita *et al*, 2008; 2009).

Para além destas datações, outros corpos plutónicos foram datados indicando idades do Carbónico e Pérmico, todos eles apresentando um quimismo calco-alcalino: 318 Ma para o granodiorito de Viana do Alentejo (Rosas, 2003; Rosas *et al*, 2008), 301 Ma para os quartzodioritos de Évora e granito de Pedrógão e 290 Ma para os granitos de Sta. Eulália e de Vimieiro-Pavia (Pinto & Andrade, 1987). O Batólito de Nisa-Albuquerque apresenta também idades compreendidas entre o Carbónico e o Pérmico (~ 312 - 286 Ma; Solá *et al*, 2009). Este corpo magmático encontra-se alinhado com um dos principais corpos plutónicos espanhóis que apresenta também ele uma idade tardia, o Batólito de Pedroches, que segundo as datações existentes se instalou entre os 315-295 Ma (*e.g.* Bellon *et al*, 1979; Larrea *et al*, 1999; Carracedo *et al*, 2009).

Também no sector espanhol existem várias datações de corpos plutónicos com idades compreendidas entre o Devónico e o Carbónico entre as quais se pode destacar a título de exemplo o Maciço Ígneo de Santa Olalla onde foi obtida uma idade radiométrica de 340 ± 3 Ma (Romeu *et al*, 2006), o Complexo Ígneo de Valencia del Ventoso, onde as idades obtidas para a instalação indicam 349 ± 28 Ma (Sarrionandia & Carracedo, 2007). Idades semelhantes foram obtidas noutros corpos plutónicos no Antiforma de Olivenza-Monesterio, definindo um intervalo de idades entre os 353 e 329 Ma (Dallmeyer *et al*, 1995; Bachiller *et al*, 1997; Casquet *et al*, 1998; Montero *et al*, 2000).

Em suma, apesar do magmatismo orogénico possuir máxima expressão no bordo Sul da Zona de Ossa-Morena, existe também registo de magmatismo nos domínios mais internos. Contudo, parece haver alguma diferença a nível das idades dos eventos, pois nos sectores mais internos o efeito da subducção se faça sentir no mínimo entre o Devónico superior e o Carbónico-Pérmico (Moita *et al*, 2005; Araújo, 2006; Pedro *et al*, 2006a) enquanto nos externos terá iniciado no Devónico inferior (Silva *et al*, 2011a). Por outro lado, o facto do magmatismo orogénico possuir uma assinatura geoquímica toleítica a calco-alcalina no bordo Sul e calco-alcalina a shoshonítica nos sectores mais

5. A Zona de Ossa-Morena

internos, demonstra também a migração do magmatismo para Norte, apontando a polaridade da subducção durante o Paleozóico superior e denotando a evolução tectonomagmática orogénica típica (fig. 5.13 B).

Tab. 5.2 – Tabela síntese evidenciando a presença de magmatismo na Zona de Ossa-Morena durante todo o Paleozóico, pondo em destaque as idades assim como o carácter geoquímico do mesmo (CVSFM – Complexo Vulcano-Sedimentar de Ficalho-Moura; CFM – Complexo Filonítico de Moura; CIB – Complexo Ígneo de Beja; COBA – Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches; CVSCE – Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz; CVST – Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem).

Idade Ma		Évora- Beja	Estremoz-Barrancos	Alter do Chão - Elvas
251				
299	Pérmico	CA	CA	CA
	Carbónico	CA CIB (Rosas <i>et al.</i> , 2008) Granitóides (Priem <i>et al.</i> , 1988) T-CA CA	CA Granito de Vimieiro-Pavia (Pinto & Andrade, 1987)	CA Granito de Sta. Eulália (Pinto & Andrade, 1987)
359	Devónico	CA Mac. Cabrela (Moita, 2008) CIB (Dallmeyer <i>et al.</i> 1993) T-CA COBA (Fonseca & Ribeiro, 1993; Jesus <i>et al.</i> , 2007) T CIB (Silva <i>et al.</i> , 2011a;b)		Ca-Sh Mac. de Veiros, Vale Maceira e Campo Maior (Moita <i>et al.</i> , 2005 e Carrilho Lopes <i>et al.</i> , 2005)
416	Silúrico	A CFM (M.L. Ribeiro <i>et al.</i> , 1992; 1997; Araujo <i>et al.</i> , 2005)	A Xistos Negros (Mata & Munhá, 1985)	
443	Ordovícico	T CVSFM (M.L. Ribeiro <i>et al.</i> , 1992;1997) IOMZOZ (Pedro <i>et al.</i> , 2010)	A CVSCE (Mata & Munhá, 1985)	A-P Mac. de Alter Chão, Elvas, Alter Pedroso, Cevedais (Lancelot & Allegret, 1982; M.L. Ribeiro <i>et al.</i> , 1992; Carilho Lopes <i>et al.</i> , 2008)
488	Câmbrico		T-CA Form. Barrancos (M.L. Ribeiro <i>et al.</i> , 1992; Mata <i>et al.</i> , 1993)	
			At Form. Ossa (Mata & Munhá, 1990)	At CVST (Mata & Munhá, 1990)
542				T Form. Vila Boim (Mata & Munhá, 1990)

T - Toleítico
At - Alcalino-Transicional
A - Alcalino
P - Peralcalino
CA - Calco-Alcalino
Sh - Shoshonítico