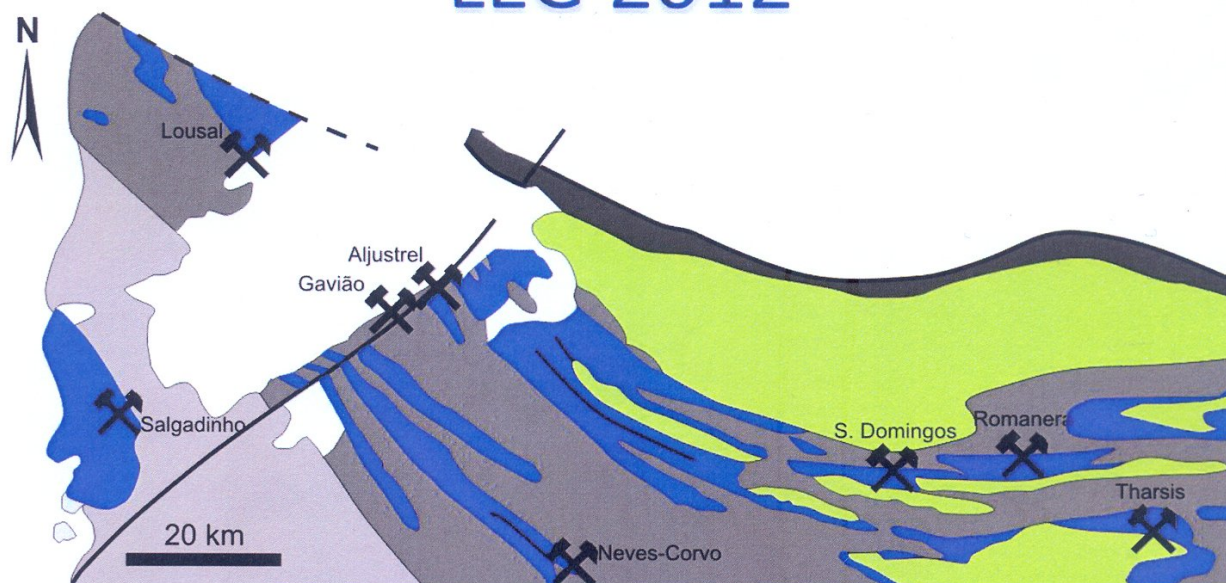




II Congresso Jovens
Investigadores em Geociências, LEG 2012

GUIA DE EXCURSÃO
DE CAMPO

II Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2012



01-02 Outubro 2012

Pólo de Estremoz da Universidade de Évora

LIRIO



Centro
Ciência Viva
do Lousal
Mina de Ciência



U. Évora

ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA



II Congresso Jovens
Investigadores em Geociências, LEG 2012

II CONGRESSO JOVENS INVESTIGADORES EM GEOCIÊNCIAS, LEG 2012

EXCURSÃO PRÉ-CONGRESSO

01 E 02 NOVEMBRO 2012

EDITORES DO LIVRO GUIA

Noel Moreira
Inês Pereira
Alexis Soares
Rui Dias

AUTORES E RESPONSÁVEIS DE EXCURSÃO DE CAMPO

Alexandre Araújo (Escola Ciência e Tecnologia da Universidade de Évora; Centro de Geofísica de Évora)

Jorge Relvas (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa; CREMINER; CCVLousal)

Carlos Rosa (Laboratório Nacional de Energia e Geologia)

Álvaro Pinto (Creminer, Museu Nacional de História Natural e da Ciência; CREMINER; CCVLousal)

João Gonçalves (Almina – Minas do Alentejo, SA)

Recomenda-se que o seguinte livro guia seja citado da seguinte forma:

RELVAS, J.M.R.S., PINTO, A.M.M., ROSA, C., GONÇALVES, J. & MATOS, J.X. (2012), Iberian Pyrite Belt Field Trip; *Livro Guia da Excursão pré-congresso*. MOREIRA, N., PEREIRA, i., SOARES, A. & DIAS, R. (eds), II Congresso Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2012, xx p.

Índice

Prefácio	3
Programa	5
O Varisco do sector sul de Portugal	6
Breve introdução às paragens na margem direita do Guadiana, na região de Quintos – COBA	15
Excursão de campo	19
Iberian Pyrite Belt Field Trip	28
Iberian Pyrite Belt	28
General geology and metallogenesis	28
Neves Corvo	32
Lousal	32
Aljustrel	37
Albernôa	41

INTRODUÇÃO

O VARISCO DO SECTOR SUL DE PORTUGAL

(Adaptado de Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. Editores). Univ. Évora, 2006, pp. 139-143)

Neste ponto aborda-se o sector sul do Maciço Ibérico, concretamente a Zona de Ossa-Morena (ZOM) e a Zona Sul-Portuguesa (ZSP). Apesar da grande evolução do pensamento geológico ao longo do último meio século, estas designações, propostas por Lotze em 1945, mantêm-se válidas e referem-se a duas grandes unidades com um acentuado contraste em termos estratigráficos, tectónicos, metamórficos e magmáticos.

No que se refere à ZOM, o reconhecimento de acidentes tectónicos de primeira ordem ao longo dos seus limites norte e sul levou vários autores a interpretar as fronteiras desta zona como linhas de sutura (Brun & Burg, 1982; Ribeiro et al, 1983; Matte, 1986; Bard, 1971; 1977; Andrade, 1979; Munhá et al, 1986). Com efeito, a maioria dos modelos propostos para a evolução da Cadeia Varisca Ibérica dão ênfase à existência de uma sutura arqueada, ligando o sul da Ibéria ao Lizard, no SW de Inglaterra, a qual marca o fecho do Oceano Rheic no Devónico Inferior a Médio (Ribeiro et al, 1990; Brun & Burg, 1982; Matte, 1986; Ries & Shackleton, 1976). Em termos cronológicos essa sutura foi situada inicialmente ao longo do bordo norte da ZOM, centrada na Zona de Cisalhamento Tomar-Portalegre-Badajoz-Córdoba (ZCTPBC). Esta estrutura maior, foi considerada uma sutura críptica varisca na maioria dos trabalhos da especialidade publicados na década de setenta e até aos primeiros anos da década de oitenta. Com a publicação dos trabalhos de Bard (1977) e de Andrade (1979; 1983), o bordo sul da ZOM assume progressivamente importância nos modelos geodinâmicos regionais e a publicação do trabalho de Munhá et al em 1986, referindo de uma forma clara a existência do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), constitui um marco importante na evolução dos modelos propostos para o Maciço Ibérico. Sucedem-se uma série de outros trabalhos, nos quais se propõe uma divisão dos terrenos tectónicos considerando a Sutura Varisca Ibérica marcada pelo COBA e a ZOM unida à Centro-Ibérica, fazendo parte do Terreno Autóctone Ibérico (Ribeiro et al, 1988a; 1988b; Ribeiro et al, 1990a; 1990b; Quesada et al, 1991; Quesada, 1992). A ZCTPBC é reinterpretada como uma zona sutura anterior ao Ciclo Varisco, de idade Cadomiana (Mata & Munhá, 1986, Abalos & Eguíluz, 1991, 1992, Abalos, 1992) reactivada em regime de transpressão esquerda durante o período orogénico varisco. Presentemente a maioria dos autores considera que a deformação varisca sobreposta a uma zona de fraqueza à escala crustal, herdada de um ciclo fini-Proterozóico, explica de forma coerente a estrutura e sequência deste corredor de deformação. Contudo, esta interpretação não é unanimemente aceite e ao longo dos últimos anos foram também publicados vários trabalhos que defendem a existência de uma sutura varisca centrada na ZCTPBC (Azor et al, 1992; 1994, Simancas et al, 2001, 2003). A discussão em torno do significado geodinâmico da

ZCTPBC continua actual e será abordada no capítulo dedicado ao Nordeste mas aos argumentos estruturais e metamórficos, juntam-se presentemente também argumentos paleobiogeográficos que apontam para a existência de uma única sutura varisca, apenas no bordo sul da ZOM, associada ao COBA (Robardet & Gutiérrez-Marco, 2004).

Devido à posição estrutural que ocupam, as rochas mais antigas da ZOM correspondem provavelmente ao conjunto com grau metamórfico elevado, constituído por gnaisses, anfibolitos e migmatitos, conhecido pela designação de Formação de Campo Maior (Oliveira et al, 1991). Esta formação aflora ao longo do eixo de maior deformação da ZCTPBC e cavalga, a NE e a SW, formações do Proterozóico Superior, menos metamórficas (Série Negra, Teixeira & Gonçalves, 1980; Ribeiro et al, 1979, Formação de Mosteiros, Oliveira et al, 1991). A estrutura deste sector será abordada no capítulo dedicado ao Nordeste Alentejano (Pereira & Silva). Noutros sectores da ZOM (em Santiago do Escoural, no núcleo do antiforma Viana do Alentejo-Alvito), afloram igualmente rochas gnaissicas e alguns anfibolitos que poderão ser equivalentes à Formação de Campo Maior. A idade destas sequências é desconhecida mas são consideradas, por enquadramento, de idade proterozóica relativamente baixa. O Proterozóico Superior tem características muito constantes ao longo de toda a ZOM, é caracterizado por uma sequência onde predominam micaxistos frequentemente biotíticos com intercalações de metachertes e quartzitos negros, alguns grauvaques e anfibolitos e raras intercalações de rochas carbonatadas. Este conjunto, classicamente designado por Série Negra, toma várias designações locais ao longo da ZOM (Formação de Mosteiros, de Mares, de Aguas de Peixe). A Série Negra passa superiormente às sequências do Câmbrico Inferior datadas com fósseis em Espanha e as idades radiográficas apontam para que tenha uma idade vendiana, provável (Ordóñez Casado, 1998).

Em numerosos locais da ZOM, a passagem do Precâmbrico ao Câmbrico está marcada por níveis de conglomerados associados a vulcanismo ácido, discordantes sobre a Série Negra. Estes níveis conglomeráticos apresentam clastos de rochas metamórficas (gnaisse, metavulcanitos ácidos, metachertes) previamente xistificadas. A presença destes fragmentos nos sedimentos mais inferiores do Câmbrico, prova a existência de um ciclo anterior (Cadomiano) que culminou com a deformação e metamorfismo das sequências proterozóicas e com a formação de relevos, cuja erosão foi alimentar as bacias de sedimentação durante o Câmbrico Inferior. Estes níveis são os primeiros testemunhos do início do Ciclo Varisco na ZOM. Com efeito, independentemente de algumas incertezas estratigráficas que actualmente persistem e que serão discutidas no capítulo dedicado às Regiões Central e Sul da ZOM (Araújo et al), o Câmbrico inferior mostra claramente uma tendência transgressiva, depositando-se sobre as rochas vulcânicas e conglomerados já referidos, uma extensa plataforma carbonatada que abrangeu provavelmente toda a ZOM. Esta evolução, concordante com as primeiras etapas de um Ciclo de Wilson, é corroborada pelo magmatismo câmbrico (toleítico bimodal, Mata & Munhá, 1990), que aponta para uma situação de rifting intracontinental.

Durante o Paleozóico Inferior a ZOM foi alvo de uma intensa diferenciação paleogeográfica, o que explica a elevada diversidade de colunas litoestratigráficas que apresenta (Oliveira et al, 1991, vide capítulo dedicado às Regiões Central e Sul da ZOM). Durante o Câmbrico e o Ordovícico o registo fóssil é de uma forma geral bastante pobre, levantando-se numerosas incertezas na estratigrafia de detalhe de muitos sectores e havendo eventualmente lacuna do Câmbrico Superior à escala de toda a ZOM. A diferenciação paleogeográfica da ZOM, provavelmente associada a uma tectónica distensiva em horsts e grabens, levou à génese de

várias sub-bacias, limitando as correlações entre elas, baseadas muitas vezes apenas em critérios litoestratigráficos. No Silúrico a sedimentação torna-se muito mais regular ao longo de toda a ZOM e deposita-se uma série condensada constituída por xistos negros, carbonosos e liditos que passam superiormente a termos mais psamíticos, associados a ambientes mais oxigenados. O Silúrico da ZOM foi inicialmente estudado por Nery Delgado (1908) na região de Barrancos, onde é bastante rico do ponto de vista bioestratigráfico e onde tomou a designação de Formação dos Xistos com Nódulos. A relativa abundância de fósseis (principalmente graptólitos) preservados nas formações desta idade e a sua grande regularidade de fácies, tornam a Formação dos Xistos com Nódulos um importante horizonte estratigráfico de referência, à escala de toda a ZOM.

Durante todo o Paleozóico Inferior a sedimentação é de uma forma geral típica de condições de margem passiva e as rochas vulcânicas que por vezes surgem intercaladas nos sedimentos, mostram regimes magmáticos congruentes com este tipo de condições geodinâmicas (Mata & Munhá, 1990, Ribeiro et al, 1992; 1997).

No Devónico Inferior volta a verificar-se uma clara diferenciação nos ambientes de sedimentação e gera-se um fosso profundo onde se deposita o Flysch de Terena, o qual passa lateralmente a sedimentos característicos de condições de plataforma progressivamente mais estável, em direcção a NE, respectivamente as Formações dos Xistos Raiados e de Russianas (Piçarra, 2000). Durante o Devónico Inferior a sedimentação mostra algumas evidências de instabilidade que podem eventualmente estar já relacionadas com a passagem do período de margem passiva ao início período orogénico do Ciclo Varisco, ou seja com o início da subducção na margem SW da ZOM. Este assunto será igualmente abordado com mais detalhe nos capítulos dedicado às Regiões Central e Sul da ZOM mas no Devónico inferior todo o sector da ZOM a Sul do fosso de Terena estaria possivelmente já a sofrer levantamento, o flysch foi preferencialmente alimentado deste quadrante e, entre os materiais depositados no Devónico Inferior, há litologias silúricas ressedimentadas, em certos casos contendo inclusivamente restos de graptólitos, demonstrando que a Formação dos Xistos com Nódulos estava a ser erodida algures (Piçarra, 2000).

Durante o Devónico Médio e Superior ocorre o principal evento tectono-metamórfico varisco em toda a ZOM. No bordo sul da ZOM, a subducção para norte que já estaria activa, torna-se responsável pela instalação (por obducção também para norte) de várias lâminas ofiolíticas, sobre a ZOM gerando-se uma estrutura em “flake” tectónica (fig. 1). As sequências ofiolíticas mais internas apresentam uma assinatura geoquímica do tipo N/T–MORB (Pedro et al, 1998; Fonseca et al, 1999) testemunhando o fecho do Oceano Rheic, enquanto ao longo da zona de sutura se instala o COBA, testemunho de uma bacia do tipo back-arc. Na frente dos mantos obductados, sobre o sector SW da ZOM gera-se um prisma de acreção, (Complexo Filonítico de Moura) envolvendo fragmentos de crosta oceânica, litologias autóctones e rochas em fácies metamórfica de alta pressão (xistos azuis e eclogitos, Araújo et al, 2005).

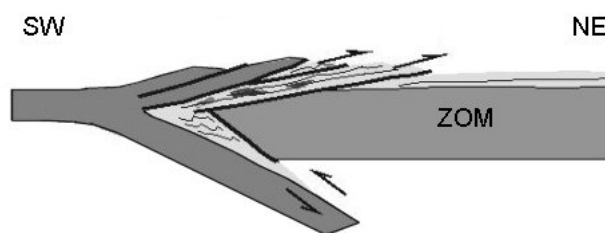


Fig.1– Representação esquemática do bordo sul da ZOM no Devónico, dominado por mecanismos de obducção e de subducção, ambos com polaridade para norte, responsáveis por uma geometria em “flake” tectónica (adaptado de Araújo et al, 2005).

Simultaneamente, no bordo norte, a zona de fraqueza herdada do ciclo Cadomiano, materializada pela ZCTPBC, é reactivada em regime transpressivo esquerdo, gerando-se a “flower structure” que caracteriza a geometria deste sector (fig. 2). A partir do Devónico Médio a Superior, a ZOM passa a apresentar uma zonação clara, com um corredor de maior deformação e metamorfismo variscos a norte (centrado na ZCTPBC) e outro a sul (associado à proximidade da sutura), separados por um domínio central, menos deformado e de baixo grau metamórfico, onde a história pré-orogénica varisca ficou relativamente preservada (sectores de Alter do Chão-Elvas e de Estremoz-Barrancos, segundo Oliveira et al, 1991). Nos sectores mais deformados as estruturas geradas durante as etapas mais precoces da deformação apresentam uma xistosidade forte, geralmente muito penetrativa, de plano axial de dobras deitadas, com eixos próximos de N-S, maioritariamente vergentes para o quadrante oeste. Sub-paralelas a esta xistosidade, surgem zonas de cisalhamento frequentemente materializadas por milonitos, onde o sentido do transporte é em geral para o quadrante norte, oblíquo aos eixos das dobras. Esta deformação é contemporânea do metamorfismo regional que geralmente não ultrapassa a fácies dos xistos verdes e sobrepõe-se claramente ao metamorfismo de alta pressão conhecido em vários locais da ZOM.

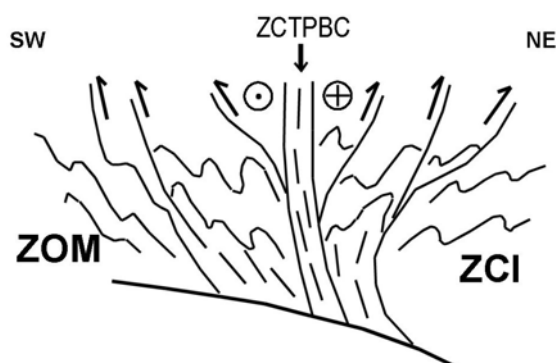


Fig. 2– Representação esquemática da “flower structure” centrada na ZCTPBC (adaptado de Ribeiro et al, 1988b)

Ainda no Devónico inicia-se o magmatismo orogénico que vai originar o Complexo Ígneo de Beja e que se irá prolongar pelo Carbónico. O magmatismo vai posteriormente alastrar a outros sectores da ZOM, dando origem a numerosos maciços, geralmente de tendência mais ácida, de onde se destacam os granitóides do Maciço de Évora (vide capítulo dedicado ao Maciço de Évora de Pereira et al).

No que se refere à ZSP, as formações mais antigas bem datadas com fósseis, são de idade devónica superior (Oliveira, 1992). Por enquadramento, a Formação do Pulo do Lobo é claramente mais antiga e tendo em conta (1) as litologias que a constituem, (2) a sua posição estrutural, (3) o metamorfismo e (4) o tipo de deformação que apresenta, é considerada o testemunho de um prisma acrecionário associado à subducção varisca. Sobre a Formação do Pulo do Lobo surgem formações claramente menos deformadas e menos metamórficas,

discordantes, datadas do Fameniano, mostrando que no final do Devónico, o principal evento tectono-metamórfico varisco tinha terminado.

No início do Carbónico as Zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa já estariam unidas (acrecção do Terreno Sul Português ao Terreno Autóctone Ibérico) mas a subducção vai prolongar-se, agora em regime intra-continental (subducção da ZSP, sob a ZOM). Enquanto a ZOM é levantada na ZSP, ao vulcanismo da Faixa Piritosa, de idade carbónica inferior, sucede-se o Flysch do Baixo Alentejo, claramente progradante para SW. Do ponto de vista geodinâmico este flysch representa a continuação do mesmo processo que levou à génese do prisma acrecionário, iniciado no Devónico e materializado pela Formação do Pulo do Lobo. A evolução geodinâmica da Zona Sul Portuguesa será detalhadamente abordada em capítulo próprio, por Oliveira et al. Durante o Carbónico Inferior na ZOM depositam-se ainda alguns sedimentos marinhos e séries vulcano-sedimentares em pequenas bacias discordantes sobre os Maciços de Évora e Beja e no Carbónico Superior depositam-se apenas os sedimentos continentais da Formação de Santa Susana, correspondentes a depósitos aluviais acumulados num fosso intramontanhoso. Devido ao seu significado geodinâmico, estas sequências são igualmente tratadas num capítulo independente por Oliveira et al.

Na ZOM deformação passa a ser claramente pos-metamórfica, tornando-se progressivamente mais frágil. Às estruturas anteriormente formadas sobrepõem-se dobramentos de direcção NW-SE com planos axiais próximos da vertical e geralmente com uma xistosidade de crenulação fraca associada. Com a continuação da deformação, os dobramentos dão lugar a uma rede de cavalgamentos esquerdos de direcções variáveis entre E-W a NW-SE, fortemente inclinados para norte, os quais apresentam maior expressão no sector sul da ZOM. Integra-se neste conjunto o Cavalcamento de Ferreira-Ficalho, classicamente considerado o limite entre a ZOM e a ZSP. Durante este período o levantamento progressivo da ZOM é acompanhado pela instalação de batólitos em profundidade. Simultaneamente, nos níveis superiores dá-se intensa erosão, a qual vai contribuir para o rápido enchimento da bacia da ZSP. Esta bacia, gerada sobre a outra margem continental, a SW da sutura, corresponde claramente a uma zona externa da Cadeia Varisca e apresenta uma deformação contemporânea da sedimentação, caracterizada por uma tectónica pelicular onde são frequentes os carreamentos sinsedimentares, com vergência para SW, dando origem a um flysch progressivamente mais distal nesta direcção (Silva, 1992). Toda a Zona apresenta uma estrutura arqueada, com os dobramentos orientados segundo a direcção WNW-ESE junto à fronteira com Espanha e tornando-se progressivamente mais NW-SE, em direcção à costa oeste. A sedimentação do Flysch do Baixo Alentejo iniciou-se a norte, na região de Mértola, no Viseano e prolongou-se até ao Vestefaliano no sector SW. O metamorfismo e a deformação decrescem também progressivamente para SW, mostrando a progressão da onda orogénica nesta direcção.

O Ciclo Varisco termina no Pérmico, com a instalação dos últimos batólitos na ZOM e com uma fase de deformação frágil, responsável pela génese de desligamentos NE-SW esquerdos, ou pela reactivação de cavalgamentos pré-existent, de direcção próxima de E-W, vergentes para sul. A figura 3 sintetiza a estrutura geral de todo o sector Sul do Maciço Ibérico.

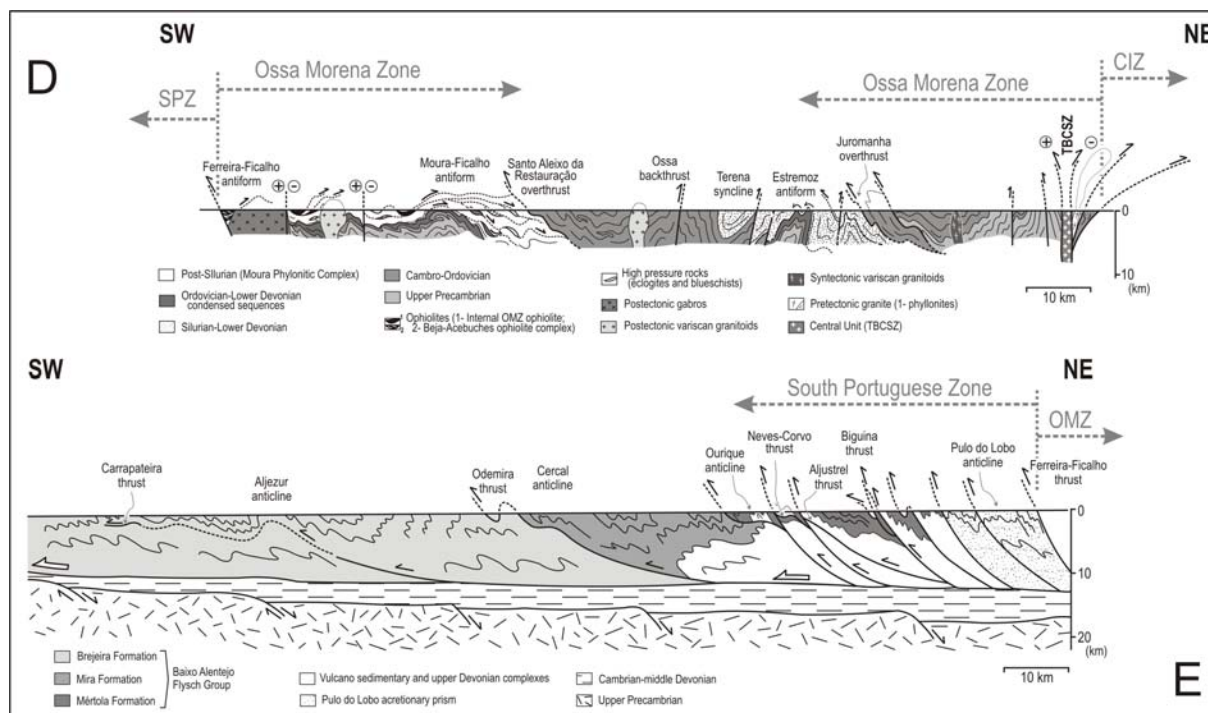


Fig. 3 – Estrutura geral do sector Sul do Maciço Ibérico (retirado de Ribeiro et al, 2007).

BIBLIOGRAFIA

- Abalos, B., 1992. Variscan shear-zone deformation of a late Precambrian basement in SW Ibéria: implications for Circum-Atlantic Pre-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology* 14/77, 807-823.
- Abalos, B., Eguíluz, L., 1991. Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional) *Ver. Soc. Geol. España* 4/3-4, 229-249.
- Abalos, B., Eguíluz, L., 1992. Evolución Geodinámica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior. In Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 577-591.
- Andrade A., 1979. Aspectos Geoquímicos do ofiolitóide de Beja. *Com. Serv. Geol. Portugal* 64, 39-48.
- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A., 2005. The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta* 18/5, 375-388.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J. F., 1992. Evolucion estructural y metamórfica de la region de Sierra Albarrana y su relacion com la Zona de Cizalla Badajoz-Cordoba (Zona de Ossa-Morena, Sw del Macizo Hesperico). In: Rábano, I & Gutierrez-Marco (Eds.). *Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Libro de Resúmenes, Pub. Mus. Geol. de Extremadura 1, 42-43.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J., 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics* 13/1, 46-61.

Andrade A., 1983. Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques. Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 137 p.

Bard J., 1971. Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». Bol. Geol. Min. 82/3-4, 324-345.

Bard J., 1977. Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). Bull. Soc. Geol. France (Paris) 7e Ser. 19/2, 375-383.

Brun J., Burg J., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision. Earth Planet Sci. Lett. 61, 319-332.

Delgado, J., 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléotologique. Mémoires Commission Service Geologique du Portugal 4, 245 p.

Fonseca, p., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A., Leal, N., 1999. Variscan Ophiolites and High-Pressure Metamorphism in Southern Ibéria, Ophioliti 24/2, 259-268.

Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotect. Forsch 6, 78-92.

Mata, J., Munhá, J., 1986. Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Cordoba Shear Zone). Maleo, Bol. Informativo da Soc. Geol. Portugal 2/13, 28.

Mata, J., Munhá, J. 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. Com. Serv. Geol. Portugal 76, 61-89.

Matte Ph., 1986. Tectonics and plate tectonics models for the Variscan Belt in Europe. Tectonophysics 126, 329-374.

Munhá J., Oliveira J. T., Ribeiro A., Oliveira V., Quesada C., Kerrich R., 1986. Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance, Maleo 2/13, 31.

Oliveira, J., 1992. Estratigrafia da Zona Sul Portuguesa. In Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000, Notícia Explicativa da folha 8 (J. T. Oliveira, Coord.), 31-38.

Oliveira, J., Oliveira, V., Piçarra, J., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena em Portugal. Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe 16, 221-250.

Ordóñez Casado, B. 1998. Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone. PhD Thesis, Univ. Zurich, 235 p.

Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., 1998. Litogeoquímica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca. Actas V. Cong. Nac. Geol. Comunic. Instituto Geológico e Mineiro de Portugal 84/1, 138-141.

Piçarra d'Almeida, J., 2000. Estudo Estratigráfico do Sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal, Vol. I – Litoestratigrafia do Intervalo Câmbrico médio?-Devónico inferior. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Évora, 95 p.

Quesada, C., 1992. Evolución Tectónica del Macizo Ibérico. In Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, p. 173-190.

Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R., Gil Ibarguchi, I., Oliveira, J., Perez-Estaun, A., Ribeiro, A. Robardet, M., Silva, J., 1991. Terranes within the Iberian Massif: correlations with West

- African sequences. In Dallmeyer R. D. & Lecorche, J. P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*. Springer Verlag, 267-294.
- Ribeiro, A., Antunes, M., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewsky, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. 1979. *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Ser. Geol. Portugal, 114 p.
- Ribeiro A., Iglesias M., Ribeiro M. L., Pereira E., 1983. *Modèle Géodynamique des Hercinides Ibériques*. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 69/2, 291-293.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Fonseca, P., 1988a. Terrane correlation between the Iberian and Midle European segments of the Variscan Fold Belt. Abstracts. *Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe*. Montpellier.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H., Fonseca, P., 1988b. Geodynamics and deep structure of the Variscan Fold Belt in Ibéria. Fifth EGT workshop: *The Iberian Península*, Estoril, 11-12 November 1988. European Science Foundation, 57-64.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Silva, J. B., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H., Fonseca, P., 1990a. "Caledonian" events in the Iberian Variscan Fold Belt: Geodynamic significance and implications for European Variscides. *International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe*. Göttingen-Giessen. Abstracts. *International Geological Correlation Program* 233.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D., 1990b. Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Ibéria*, Springer-Verlag, 398-409.
- Ribeiro, M., Mata, J., Munhá, J. 1992. Magmatismo do Paleozóico Inferior em Portugal. In Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 377-395.
- Ribeiro, M., Munhá, J., Mata, J., e Palácios, T., 1997. Vulcanismo da Zona de Ossa Morena e seu enquadramento Geodinâmico. In Araújo, A. E Pereira, M. (Eds.). *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Univ. Évora, 37-56.
- RIBEIRO, A.; MUNHÁ, J.; DIAS, R.; MATEUS, A.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, L.; FONSECA, P.; ARAÚJO, A.; OLIVEIRA, T.; ROMÃO, J.; CHAMINÉ, H.; COKE, C.; PEDRO, J. (2007) Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, Doi.10.1029/2006TC002058
- Ries A., Shackleton R., 1976. Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 283, 281-288.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J., 2004. The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Península, Spain). *Journal of Iberian Geology* 30, 73-92.
- Silva, J., 1992. Tectónica da Zona Sul Portuguesa. In *Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000*, *Notícia Explicativa da folha 8* (J. T. Oliveira, Coord.), 48-49.
- Simancas, J., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Loudeiro, F., 2001. The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332, 293-308.
- Simancas, J., Carbonell, R., González Loudeiro, F., Perez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I., 2003. Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Ibéria: SW Ibéria deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22/6, 1062, 1-19.

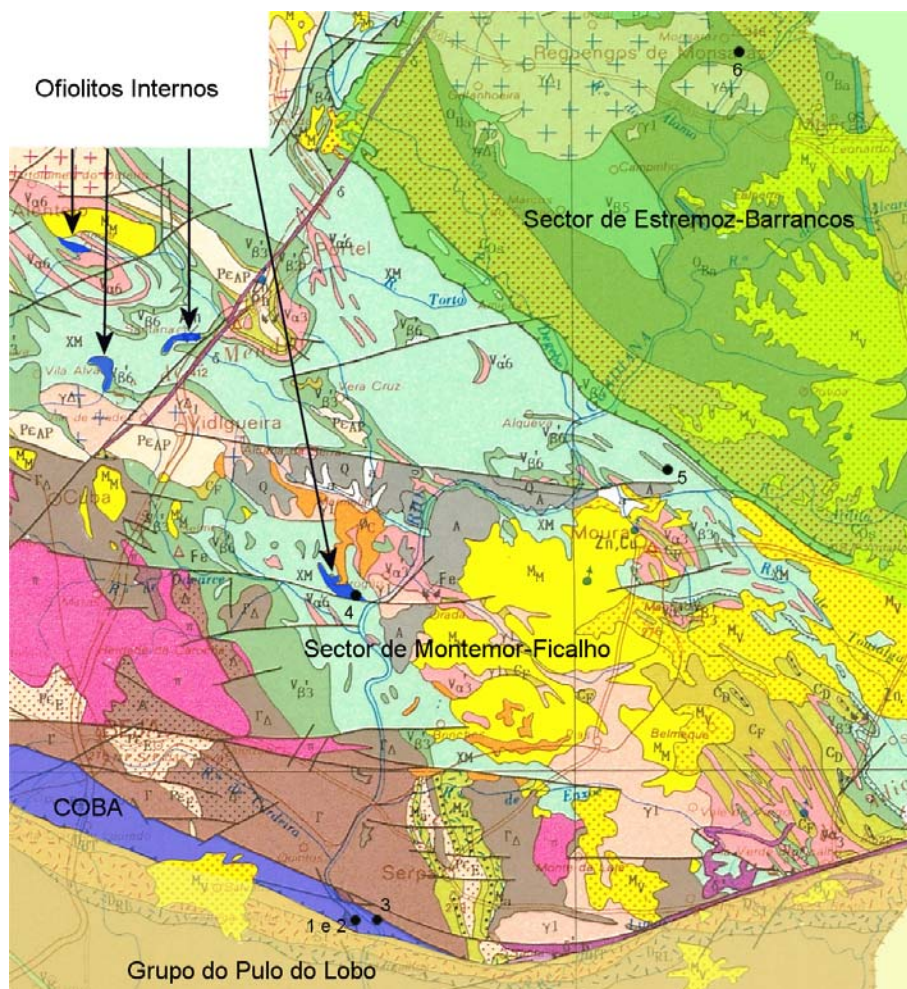


Fig. 4 – Mapa de enquadramento com a localização das paragens (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500.000)

Breve introdução às paragens na margem direita do Guadiana, na região de Quintos – COBA

(Por P. Fonseca, J. Munhá, e J. Pedro, retirado de VII Congresso Nacional de Geologia - Livro Guia das excursões geológicas, A. Araújo e R. Dias, coords., Univ. Évora, Julho de 2006, 114,pp).

A presença de uma sutura, de natureza ofiolítica, entre as Zonas de Ossa-Morena - ZOM (a N) e a Zona Sul Portuguesa - ZSP (a S), foi levantada pela primeira vez na década de setenta do século passado por S. Andrade (p. ex. 1977, 1979 e 1982). Este autor referia-se a esta secção de crosta oceânica, com extrema precaução, utilizando inclusivamente termos como o de “ofiolitóide”. Esta problemática é retomada na década seguinte por Munhá et al., (1986), que definem pela primeira vez uma sequência total de tipo oceânico. Esta sutura ofiolítica foi posteriormente caracterizada e cartografada em pormenor, em muitos sectores

do limite entre ZOM e ZSP, mas de um modo muito pormenorizado no Sector do Vale do Rio Guadiana (Fonseca, 1989 e 1995), tendo-se-lhe chamado Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches - COBA. Esta sutura, que implica um processo de colisão continental, ocorre ao longo do contacto entre a ZOM e o Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo – TAPL, integrado na ZSP.

O COBA apresenta-se segundo uma faixa de mais de 100km e uma largura bastante reduzida, geralmente inferior a 1500m e mostra uma organização litológica interna típica de um fragmento de crosta oceânica que sofreu obducção. O estudo e cartografia pormenorizados permitiram a identificação de vários domínios. Ao longo destes evidenciaram-se diferenças marcantes em aspectos estratigráficos, estruturais e até metamórficos. Estes factos deram indicações muito precisas quanto ao aspecto desmembrado e disperso do COBA. Nenhum dos domínios caracterizados, por si só, mostra uma sequência estratigráfica completa do ofiolito. No entanto, a justaposição dos vários sectores parciais, num registo colectivo e integrado dos domínios, permitiu o reconhecimento de uma sequência estratigráfica completa de litosfera oceânica. Isto foi observado ao longo de toda a sutura (Fonseca, 1989, 1995; Fonseca e Ribeiro, 1993; Fonseca et al., 1999 e 2004 e Quesada et al., 1994). A sequência completa inclui, das sequências basais para o topo da sequência:

- uma secção mantélica, constituída por serpentinitos e cumulos ultramáficos;
- uma secção de crosta inferior, formada por metagabros, 'flaser'gabros e plagiogranitos;
- uma secção de crosta superior, constituída pelo complexo de diques em diques (apenas observada, até ao momento, no sector próximo de Aracena), anfíbolitos s.l., metabasaltos (localmente lavas em almofada), e metassedimentos.

A interpretação desta sequência, como parte integrante de um sector de crosta oceânica (estratigraficamente completo), obteve suporte através da assinatura geoquímica, a partir de análises efectuadas nestas litologias.

Consideramos que todos os tipos litológicos, inerentes a um ofiolito, se encontram presentes em território português, com excepção da zona de 'sheeted dikes'. A sua inexistência, ou o facto de não ter sido referenciada até ao momento, justificar-se-á pela necessidade de condições de extensão próximas de 100%. Tal facto não deve ter ocorrido segundo o modelo de obducção proposto para esta sequência ofiolítica (Munhá et al., 1989; Fonseca, 1989, 1995; Fonseca et al., 1999, 2004; Eden, 1991; Quesada et al., 1994). A zona de diques em diques pode ser observada, no entanto, no sector espanhol do COBA. Também na região de Aracena, foi identificada uma 'mélange' tectónica, de alto grau metamórfico (Eden, 1991). Possui uma importância fundamental na caracterização geodinâmica da Cadeia Varisca Ibérica.

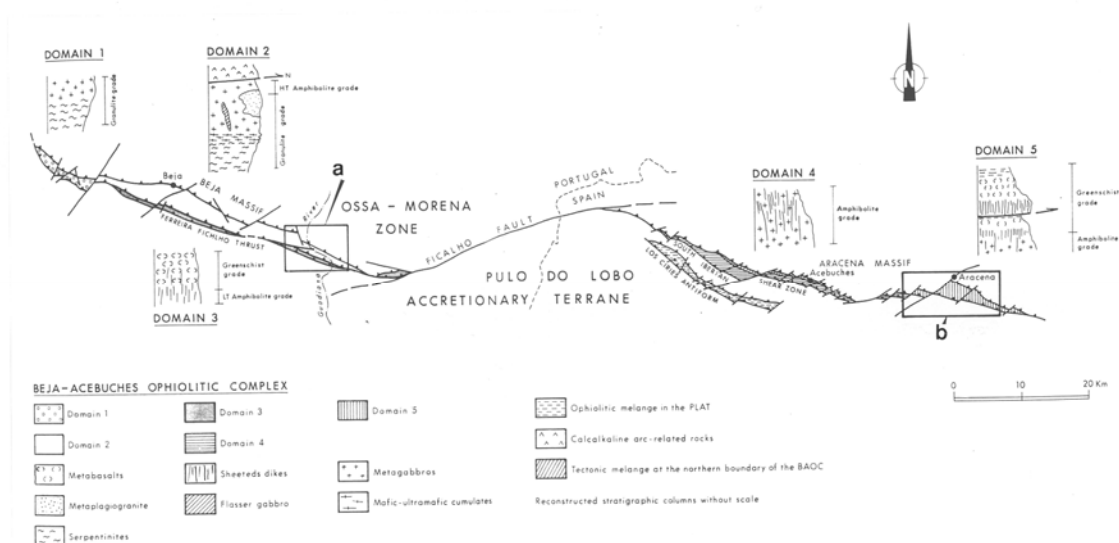


Fig. 5 - Mapa geral simplificado dos afloramentos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches-COBA, na sutura SW da Cadeia Varisca Ibérica (adaptado de QUESADA et al., 1994). As colunas lito-estratigráficas são representativas dos vários domínios estruturais encontrados. **a**-sector de Quintos-vale do Guadiana. **b**-sector de Aracena

O evento metamórfico principal, que se observa no COBA, ocorreu quase de imediato em relação à instalação. No território português, Fonseca et al., (1999, 2004) sugerem que o metamorfismo basal de alto grau, no ofiolito, estivesse relacionado com obducção próxima da crista média oceânica. A acreção e subducção simultâneas, no tempo e no espaço, ocasionariam, assim, uma mistura das características geoquímicas MORB (Middle Oceanic Ridge Basalts, i.e., basaltos toleíticos oceânicos) e arco ilha. Estas características revelam-se típicas deste complexo ofiolítico (Fonseca et al., 1999; 2004; Munhá et al., 1989; Quesada et al., 1994). A caracterização em elementos incompatíveis, efectuada sobre algumas litologias do COBA, indica claramente basaltos toleíticos transicionais do tipo arco (MORB-T) (Munhá et al., 1989; Quesada et al., 1994; Mateus et al., 1999; Fonseca et al., 1999 e 2004).

O ofiolito é limitado a N por uma falha importante e profunda. Este acidente trouxe litologias infracrustais de alto grau - as rochas metamórficas da estrutura de Serpa-Brinches - para cima do ofiolito (Fonseca, 1989, 1995).

Uma cartografia sumária pôde demonstrar que o metamorfismo cresce rapidamente (e em saltos bruscos) em direcção ao N. Passa da fácies dos xistos verdes-anfibolítica, até à fácies granulítica de baixa pressão. A primeira fase de deformação é observada, exclusivamente, nas rochas de mais alto grau, que compreendem a base "estratigráfica" e sequencial do COBA. As fases de deformação, posteriores a esta, provocam uma forte milonitização, especialmente observada nos metabasaltos. Essa milonitização é acompanhada pela respectiva recrystalização, até condições de fácies xistos verdes-anfibolítica de alto grau (Fonseca, 1995).

A idade da crosta oceânica que constituiu o COBA é uma questão que permanece por esclarecer. A maioria dos autores inclina-se para a hipótese Eodévónica. No entanto, outras idades não serão de excluir.

Nos trabalhos realizados desde o final de 1992 (Araújo et al., 1993a, 1993b, 1994; Fonseca e Ribeiro, 1993; Fonseca et al., 1993a, 1993b; 1999; 2004; Pedro et al., 2005), mostrou-se que o evento tectónico pela primeira vez evidenciado no COBA (Fonseca, 1989, 1995), D1, com sentido para N, não é exclusivo deste domínio. É possível segui-lo para N ao longo da ZOM. Esta fase de deformação faz-se sentir, de modo diacrónico, desde o TAPL (com vergência para S), ao COBA e ao longo da ZOM e nos 'klippes' das sequências ofiolíticas (Pedro, 2004; Pedro et al., 2005). Observa-se, pelo menos, até se atingir uma linha quebrada que passa por Safira, Alcáçovas, Viana do Alentejo, S. Bartolomeu do Outeiro, Alqueva, Moura e Mina da Preguiça.

Por sua vez, D2 é observada em toda a ZOM, COBA e TAPL, sendo esta fase, no entanto, muito diacrónica. De um modo simples e figurativo, podemos imaginar numa zona intertidal, o fluxo e refluxo de duas ondas, análogo ao que se passa entre estes dois eventos tectónicos. Uma onda de deformação (D2) migraria de NE para SW, enquanto a outra (D1) migraria de S para N. Na zona de sutura, i.e., nas proximidades do COBA, D1 é claramente anterior a D2, embora as interferências encontradas, entre ambas, pareçam mostrar que não existe um grande tempo de intervalo entre elas (Fonseca, 1995). O mesmo facto verificar-se-ia até um círculo menor que passaria por Safira e Pedrogão. Para N desta linha, entrar-se-ia numa zona de confronto, em que as duas fases teriam sido coevas. Resultariam daí padrões de interferência, com direcções anómalas entre os dois eventos. Este tema não se encontra de momento completamente esclarecido. Para NE do sector de Moura, a fase caracterizada por cisalhamentos para N, a NNE, (D1) afectaria o evento tectónico vergente para SW (D2).

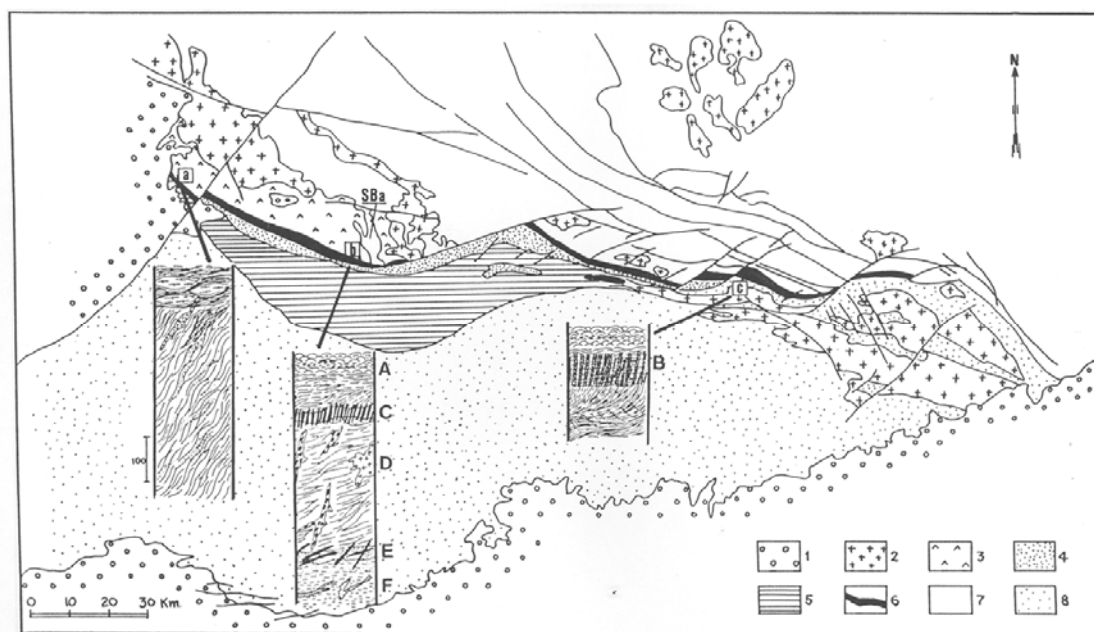


Fig. 6 - Mapa geológico muito simplificado da localização dos principais sectores com afloramentos do COBA e domínios envolventes (adaptado de FONSECA e RIBEIRO, 1993): 1-cobertura sedimentar pós-Paleozóica. 2-plutões, essencialmente granitóides tardi-Hercínicos. 3-Complexo ígneo de Beja-CIB. 4+5-Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo-TAPL. 4-sedimentos sin-orogénicos. 5-Grupo do Pulo do Lobo. 6-Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches-COBA. 7-rochas precâmblicas e do Paleozóico inferior da ZOM. 8-Terreno Sul Português-TSP. a-Mombeja-Ferreira do Alentejo; b-Vale do Guadiana-Quintos; c-Aracena;

SBa-estrutura de Serpa-Brinches. As 3 colunas lito-estratigráficas são interpretativas. A-metabasaltos com estruturas de lavas em almofadas. B-complexo de diques em diques. C-complexo de diques em gabros. D-metagabros s.l., localmente metatrandhjemitos. E-cumulados máficos e ultramáficos. F-metaperidotitos serpentinizados.

Stop 1 - Paragem nos metabasaltos da Horta da Torre. Estrada Quintos - Monte da Corte Condessa

A unidade dos metabasaltos ocorre numa faixa estreita, limitada a S pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho (CFF) (cisalhamento esquerdo D2, reactivado em regime de cavalgamento em D3). Como se pode ver subindo à barreira da estrada, o CFF fica muito próximo desta paragem (menos de 150 m) e é marcado por preenchimento de material carbonatado complexo, originado por intensa circulação de fluídos hidrotermais (Mateus et al., 1999).

Estes metabasaltos, como se poderá observar, encontram-se fortemente deformados e com um grau de meteorização bastante avançada. Do ponto de vista metamórfico, encontram-se em condições transicionais entre a fácies dos xistos verdes e a anfibolítica, condições metamórficas estas típicas, no COBA, das unidades do topo da sequência ofiolítica.

É importante assinalar a existência de texturas basálticas porfiríticas residuais, assim como estruturas em almofada (nítidas), aflorantes noutros locais desta unidade (Stop 3).

Notar que, num espaço inferior a 100 m, se passa a anfibolitos s.s. (finos) e depois, seguidamente, a anfibolitos grosseiros, estes já em fácies metamórfica anfibolítica de alto grau.

Para norte, aflora uma falha preenchida por carbonatos hidrotermais; do ponto de vista tectónico este acidente corresponde a rampas laterais de D2, de orientação WNW-ESE. Continuando para norte observaremos rochas metagabroicas, estas recristalizadas na fácies granulítica, havendo inclusivé corpos de rochas ultramáficas serpentinizadas (Fonseca, 1995).

Nos metabasaltos é possível observar principalmente a segunda fase de deformação - D2 - em regime de deformação progressiva. Um dos principais aspectos desta fase de deformação é a forte foliação milonítica presente, geralmente subhorizontal a suavemente mergulhante para ESE. De notar que D2 é uma fase de deformação complexa, contínua no tempo, constituída por vários impulsos. Observa-se a foliação milonítica, os estiramentos X2, as dobras vergentes para WNW (mesmo à escala da lâmina delgada) e os cavalgamentos com as mesmas vergências - todas estas, expressões de uma segunda fase de deformação muito forte e associada a um cisalhamento sinistrógiro, muito importante em toda esta região (Fonseca, 1989, 1995). Uma cartografia de pormenor, neste sector, mostrou existirem dobras em bainha de grande escala que corroboram o sentido de movimento já referido. Como se poderá observar todos os indicadores cinemáticos, que incluem bandas de cisalhamento e porfiroclastos rodados de hornblenda verde, bem desenvolvidos na unidade anfibolítica, mostram movimentação para o quadrante WNW (associados a movimentação esquerda).

A informação geoquímica disponível indica que os anfibolitos seriam originalmente basaltos/doleritos toleíticos. As análises mostram uma gama considerável de valores (La/Sm)_{CN} [0.9 a 1.7] mas todas apresentam relações TiO₂-Fe/Mg, Ti-Cr, Ti-Zr-Y (idênticas)

transicionais, entre as características dos MORB e as dos toleitos de arco insular (Fonseca et al., 1999; 2004; Mateus et al., 1999).

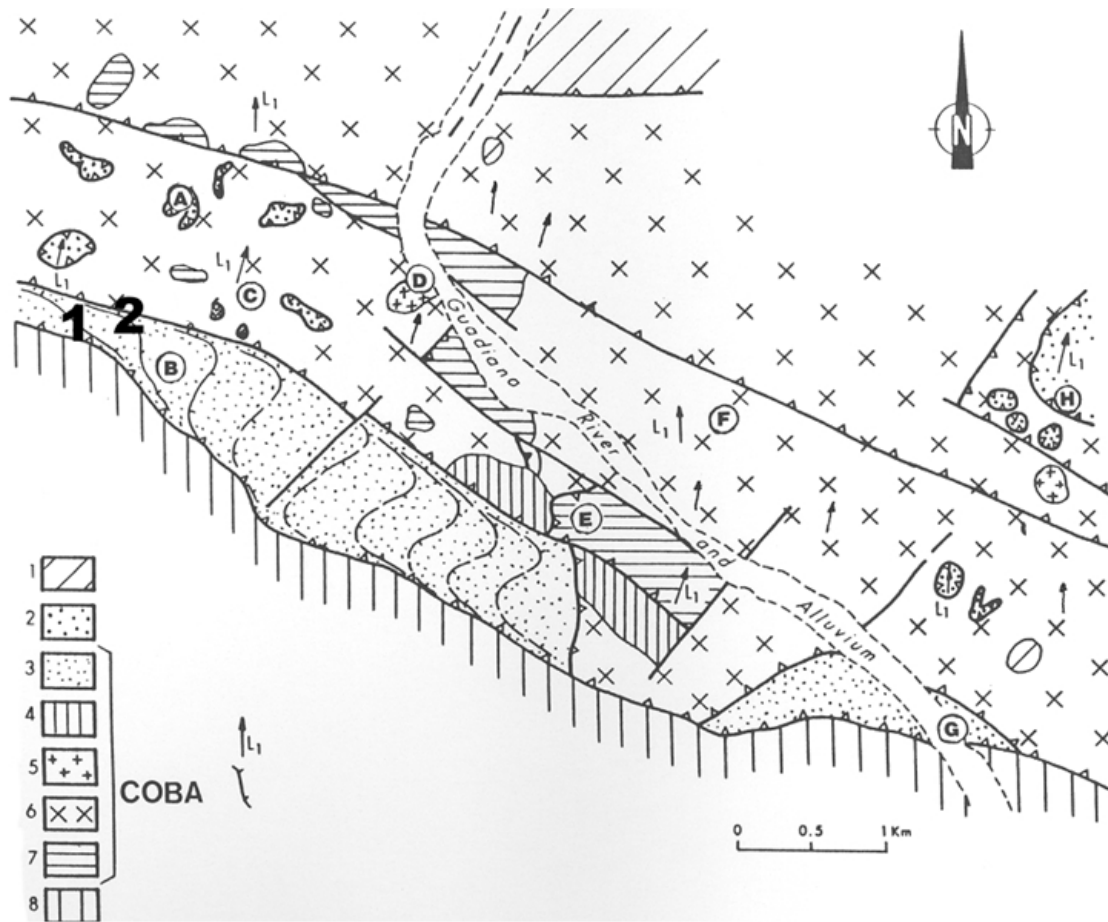


Fig. 7 - Mapa geológico simplificado do sector do vale do rio Guadiana na região de Quintos. Itinerário e paragens no COBA. 1- Complexo Ígneo de Beja - CIB; 2 - Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo - TAPL; 3 - Metavulcanitos, interpretados como possível arco vulcânico, imbricado tectonicamente com o COBA; 4 - Intercalações de metatrondjemito e/ou plagiogranito; 5 - Metabasaltos; 6 - Metagabros e 'flaser'gabros, localmente em fácies granulítica; 7 - Peridotitos, geralmente serpentinizados; 8 - Carbonatos complexos hidrotermais; 9 - Cavalgamento de Ferreira-Ficalho (CFF). (Fonseca, 1989, 1995)

Stop 2 - Paragem nos cisalhamentos esquerdos D_2 com preenchimento de carbonatos complexos hidrotermais. Estrada Talheirinho - Barranco da Gravia - Assento das Oliveiras

Estes carbonatos complexos ocorrem sempre em corpos alongados, intimamente relacionados com cisalhamentos esquerdos de grande envergadura, da 2ª fase de deformação do complexo ofiolítico (Fonseca, 1995; Mateus et al., 1999). Constituem deste modo rampas laterais de 2ª fase, retomadas na terceira com uma forte componente esquerda cavalgante. Estes cisalhamentos são ainda responsáveis pela colocação lado a lado de tipos litológicos em diferentes estádios de metamorfismo (ex: xistos verdes Paragem 1 / granulitos Paragem 3) o que provoca o deslocamento e desmembramento de toda a

sequência típica de crosta oceânica. Estes factos são ainda bem evidenciados através da cartografia das isógradas (Fonseca, 1995).

Os carbonatos evidenciam fenómenos hidrotermais em que uma grande quantidade de fluído combinando ao Ca (provavelmente proveniente das plagioclases), o CO₂ e, conjuntamente com uma alta permeabilidade do meio, produzem este tipo litológico. As análises químicas feitas sobre estes carbonatos mostram percentagens elevadas de SiO₂ (31 a 38%), assim como valores elevados de perda ao rubro (26 a 29%), mostrando esta última a grande quantidade de voláteis da sua constituição (Fonseca, 1995).

Compreendem uma grande variedade de cores, do amarelo, aos verdes claro e escuro, cinzento, vermelho e branco, sendo esta última a cor típica quando da sua forte alteração. A difractometria de raios X mostra serem essencialmente constituídos por calcite, ankerite, siderite, por vezes dolomite associada com quartzo, óxidos de manganês e de ferro e filossilicatos não analisados em detalhe. A sua importância revela-se extrema, pois na bibliografia consultada foram encontrados litótipos deste tipo - listwaenites- associados a jazigos de crómio e ouro do tipo "Mother Lode" (Buisson e Leblanc, 1986).

Filões e filonetes de calcite e quartzo cortam estes corpos, geralmente em falhas conjugadas aos grandes desligamentos esquerdos. Sulfuretos e alguns óxidos disseminados são abundantes em certos locais. A ocorrência de micas brancas (moscovite?) e clorite será provavelmente devida a um hidrotermalismo incipiente, durante a geração destes carbonatos ricos em sílica. A produção e circulação hidrotermal ocorre no final da instalação e durante o cisalhamento de todo o Complexo (Fonseca, 1995).

Estas rochas são o resultado de alteração hidrotermal a temperaturas próximas dos 150-300°C, de fluídos saturados em Na e Cl (salmouras) derivados de água do mar ou de fluídos mantélicos. Estes sistemas hidrotermais, que por vezes envolvem ouro (Buisson e Leblanc, 1986), desenvolvem-se ao longo de contactos tectónicos em que fluídos hidrotermais circulam, utilizando preferencialmente zonas de fractura, sendo ainda segundo estes autores, típicas de complexos ofiolíticos. Podem ser também resultado da carbonatização ou listwaenitização de rochas ultramáficas. São exemplos destes casos o Ofiolito de Voltri (Liguria, Itália) e o Ofiolito de Bou Azzer (Marrocos) (Fonseca, 1989, 1995).

Principais referências Bibliográficas:

- Andrade, A. S. (1977) - The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary discription. Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, nº 84, pp. 49-57.
- Andrade, A. S. (1979) - Aspectos geoquímicos do ofiolitóide de Beja. Comun. Serv. Geol. Portugal, t. LXIV, pp. 39-48.
- Andrade, A. S. (1982) - Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques. Thèse présentée à l'INPL pour l'obtention du grade de Docteur d'Etat des Sciences Naturelles. INPL, Nancy, 137 pp..
- Araújo, A.; Fonseca P. E. e Ribeiro, A. (1993) - Obduction and flake tectonics in the Variscan of SW Iberia, "XII Reunião do Oeste Peninsular", Terra Abstracts Supplement nº6, Vol.5, 1993, 24 pag. 8, Évora, Portugal.
- Araújo, A.; Fonseca, P. E. e Munhá, J. (1993a) - Ossa-Morena Ophiolites, "XII Reunião do Oeste Peninsular", Terra Abstracts Supplement nº6, Vol.5, 1993, 25 pag. 8, Évora, Portugal.

- Araújo, A.; Fonseca, P. E. e Ribeiro, A. (1993b) - Structure of the Ossa-Morena Zone South Sector. Geodynamic implications in the Iberian Variscan Fold Belt, "Structures and Tectonics at different Lithospheric Levels - International Conference", Graz, Austria.
- Bard, J. P. (1969) - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. Ph. D. Thesis. Univ. Montpellier, USTL, 397 p.
- Bard, J. P. (1970) - Composition of hornblendes formed during the hercynian progressive metamorphism of the Aracena Metamorphic Belt (SW Spain). *Contrib. Mineral Petrol.* 28, 117-134 pp.
- Buisson, G. e Leblanc, M. (1986) - Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) in ophiolite complexes. In: Gallagner M. J., Ixar, R. A., Neary C. R. e Prichard H. M. (Eds.) *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks* - Published by The Institution of Mining and Metallurgy, Londres, pp. 121-132.
- Buisson, G. e Leblanc, M. (1987) - Gold in mantle peridotites from Upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali and Morocco. *Econ. Geol.*, 82, 2091-2097 pp.
- Dallmeyer, R. D., Fonseca, P. E., Quesada, C. e Ribeiro, A. (1993) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints to the tectonothermal evolution of the Variscan Suture in SW Iberia. *Tectonophysics*, 222, 177-194 pp.
- Eden, C. P. (1991) - Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain. Ph.D. Thesis Univ. Southampton, 281 pp..
- Fonseca, P. E. (1989) - Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa - Pulo do Lobo. Tema de dissertação apresentado no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica (não publicada). Dept. de Geologia Fac. Ciências Univ. de Lisboa. 97 p.
- Fonseca, P. E. (1993) - Beja-Ophiolite Complex: Suture between the OMZ and SPZ. in: South Portuguese Traverse: Tectonostratigraphy, Structure and Massive Sulphide Deposits, Edit. J.B. Silva & S.R. McCutcheon, Guide Book "BATHURST'93" Third Annual Field Conference, Geological Society of Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 1993, Bathurst-Canadá, 39 p., 20 fig.
- Fonseca, P. E. (1995) - Estudo da sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. *Tese de Doct., Univ. Lisboa*, 325p.
- Fonseca, P. E. (2005) - O terreno acrecionário do Pulo do Lobo: implicações geodinâmicas da sutura com a Zona de Ossa-Morena (SW da Cadeia Varisca Ibérica), *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, Vol. 30, pp. 213-222.
- Fonseca, P. E. e Ribeiro, A. (1993a) - The Tectonics of Beja-Acebuches Ophiolite: A major suture in the Iberian Variscan Fold Belt, *Geologische Rundschau*, 3, pp. 440-447.
- Fonseca, P. E.; Araújo, A.; Leal, N. e Munhá, J. (1993b) - Variscan glaucophane-eclogites in the Ossa-Morena Zone, "XII Reunião do Oeste Peninsular", *Terra Abstracts Supplement* nº6, Vol.5, 1993, 38 pag. 11-12, Évora, Portugal.
- Fonseca, P. E.; Munhá, J.; Pedro, J. C.; Moita, P.; Araújo, A.; Rosas, F. e Leal, N. (1999) - Variscan Ophiolites and High-Pressure metamorphism in Southern Iberia, *Ofioliti*, 24/2, Sp. Iss., pp. 259-268.
- Fonseca, P. E.; Fonseca, M. M. e Munhá, J. M. (2004) - Ocorrência de Aragonite em mármore da região de Alvito-Viana do Alentejo (Zona de Ossa-Morena): Significado geodinâmico, *Cader. Lab. Xeolóxicos de Laxe*, Coruña, Vol. 29, pp. 79-96.

- Fonseca, P. E.; Munhá, J.; Apaújo, A. e Pedro, J. C. (2004) - Os Ofiolitos variscos e o Metamorfismo de Alta Pressão associado, no ramo Sul da Cadeia Varisca Ibérica, Cadernos Lab. Xeolóxicos de Laxe, Coruña, Vol. 29, pp. 31-52.
- Mateus, A.; Figueiras, J.; Gonçalves, M. e Fonseca, P. E. (1999) - Evolving fluid circulation within the Beja-Acebuches Variscan Ophiolite Complex (SE, Portugal), *Ophioliti*, 24/2, Sp. Iss., pp. 269-282.
- Munhá, J.; Oliveira, J. T.; Ribeiro, A.; Oliveira, V.; Quesada, C. e Kerrich, R (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo, Bol. Informativo da Soc. Geol. de Portugal*, vol. 2, nº 13, pp. 31.
- Pedro, J. (2004) - Estudo geológico e geoquímico das sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal). Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 225p.
- Pedro, J. C.; Araújo, A.; Fonseca, P. E. e Munhá, J. M. (2005) - Sequências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena: implicações geodinâmicas na evolução da Cadeia Varisca Ibérica, *Cader. Lab. Xeolóxico de Laxe*, Vol. 30, pp. 235-258.
- Quesada, C., Fonseca, P. E., Munhá, J., Ribeiro, A. e Oliveira, J. (1994) - The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt): Geological characterisation and geodynamic significance. *Bol. Geol. y Minero*, vol. 105-1, pp. 3-49.

Stop 3 - Lavas em almofada do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, Rio Guadiana, Moinho da Ordem

Neste afloramento podem observar-se metabasaltos fortemente deformados pela segunda fase tectónica estando no entanto preservadas estruturas primárias correspondentes a lavas em almofada. As estruturas em almofada encontram-se deformadas, alongadas paralelamente à lineação de estiramento de segunda fase. Nestas rochas é possível identificar (em lâmina delgada) a existência de níveis de chert e/ou hialoclastitos no topo de algumas das lavas em almofada, comprovando a sua génese associada a vulcanismo submarino.

Stop 4 – Ofiolitos internos, escama de S. Lourenço, 1,5 km a SSW de Pedrógão

(Adaptado de Europrobe – Évora, Uralides and Variscides, Tectonics and Seismic Profiles Interpretation, Field Guide, A. Araújo, P. Fonseca, N. Leal, N. Lourenço, J. Munhá, A. Ribeiro, F. Rosas, J. B. Silva and J. A. Sousa, 1994, 26 pp.)

Neste local aflora uma sequência anfibolítica com 40 a 50 metros de espessura ao longo de cerca de 1,5 km, fortemente deformada e recrystalizada. Em zonas com deformação mais moderada, onde as texturas originais foram preservadas, é possível reconhecer flaser gabros e níveis de basaltos porfíricos. Nos níveis inferiores deste conjunto, há corpos máficos que parecem corresponder a diques a intruírem gabros. Globalmente, o afloramento de S. Lourenço é interpretado como uma escama ofiolítica. O afloramento é recortado por

numerosas zonas de cisalhamento fracamente inclinadas para SW, separando frequentemente diferentes tipos de anfibolitos, às quais está associado um sentido de transporte para Norte (lineação de estiramento com direcção N-S a NNE-SSW). Observam-se ainda dobras de eixo E-W vergentes para Norte e critérios c-s nos flaser gabros indicando o mesmo sentido de transporte. As estruturas de primeira fase mostram um incremento da deformação do topo para a base e o limite inferior desta sequência observa-se uma forte foliação milonítica. Esta fase de deformação está relacionada com a primeira fase do COBA e é responsável pela imbricação desta escama ofiolítica no Complexo Filonítico de Moura.

A assinatura geoquímica desta sequência corrobora a sua interpretação de que se trata de um fragmento ofiolítico. Todas as amostras analisadas apresentam afinidades toleíticas ($1.2 < Y/Nb < 14.7$) e apresentam fraccionação nas terras raras variando entre basaltos do tipo N - MORB e T/P - MORB.

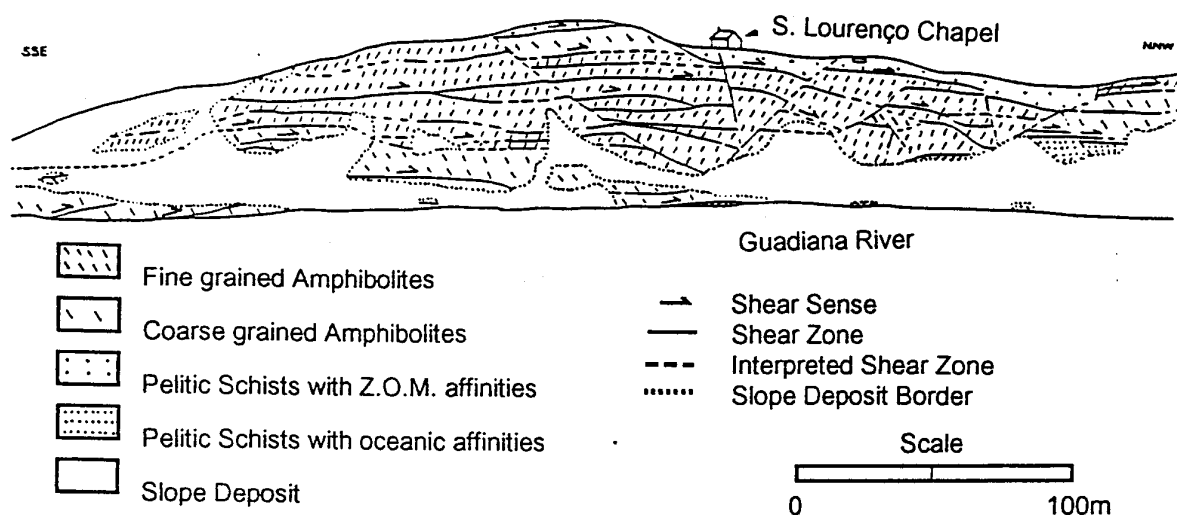


Fig. 8 – Estrutura geral da escama ofiolítica de S. Lourenço

Stop 5 – Complexo Filonítico de Moura, estrada Moura-Mourão, Km 90,5.

(Adaptado de: As Regiões Central e Sul da Zona de Ossa-Morena, A. Araújo, J. Piçarra Almeida, J. Borrego, J. Pedro e T. Oliveira. Geologia de Portugal no contexto da Ibéria (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. Editores). Univ. Évora, 2006, pp. 151-172)

Neste afloramento é possível observar a intensa deformação sobreposta, típica do Complexo Filonítico de Moura.

O Complexo Filonítico de Moura (Araújo, 1995; Araújo et al, 2005) corresponde ao conjunto litológico tradicionalmente conhecido por “Xistos de Moura” (fig. 5). É constituído por uma sequência imbricada de xistos siliciosos (micaxistos) nos quais se intercalaram rochas vulcânicas ácidas e básicas, além de passagens de liditos, xistos negros e raros níveis carbonatados.

Ocupa vasta área na região de Ficalho-Moura (“Formação dos Xistos de Moura”, Oliveira & Piçarra, 1986, Carvalhosa et al, 1987, Oliveira et al, 1991; Complexo Vulcano-sedimentar de Moura-Santo Aleixo, Piçarra et al, 1992b; Complexo Filonítico de Moura, Araújo, 1995; Araújo et al, 2005), prolongando-se para noroeste para as áreas de Portel, Viana do Alentejo (“Série de Moura”, Carvalhosa, 1972), Évora, Arraiolos (Formação de “Xistos de Moura”, carta geológica 35-C, Arraiolos, Carvalhosa, 1998) e Montemor-o-Novo (Formação de Carvalhal, Carvalhosa & Zbyszewski, 1994).

Uma das características principais deste complexo é a forte deformação tectónica que evidencia relativamente a unidades xistentas de outros sectores, facto que levou Oliveira et al, (1991) a admitirem que ele constitui uma sequência muito complexa, englobando várias unidades litoestratigráficas afectadas por importante tectónica tangencial. Araújo, (1995) mostrou que muitas das suas litologias se apresentam imbricadas tectonicamente, com milonitização associada, além de alguns níveis apresentarem metamorfismo de alta pressão na fácies dos xistos azuis e localmente na fácies eclogítica.

São também identificadas, no flanco nordeste da antiforma de Ficalho-Moura, faixas lenticulares, com 10 m de espessura, constituídas por xistos negros e liditos (Formação de Negrita) tendo subjacente quartzitos e psamitos micáceos (Formação de Zambuieiro) na região de Sobral d’Adiça, os quais foram correlacionados com a formação de Colorada, da região de Barrancos (Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992). Estes mesmos autores identificaram graptólitos do Telychiano (parte alta do Silúrico inferior), nos xistos negros da região de Sobral d’Adiça.

As rochas máficas deste complexo apresentam duas assinaturas geoquímicas distintas (Araújo et al, 2005). Uma têm afinidades toleíticas, com assinatura anarogénica de tipo MORB, e são considerados fragmentos de ofiolitos intercalados tectonicamente nos micaxistos. As restantes, integrantes das “unidades” de Alqueva, do Moinho de Vilares e o complexo intrusivo da Ribeira de Odearce, neste último caso associadas a riólitos, distribuem-se entre basaltos toleíticos e basaltos alcalinos.

Às litologias do Complexo Filonítico de Moura foram atribuídas diversas idades, nomeadamente Proterozóico superior (Delgado, 1904-7; Carvalhosa & Gonçalves, 1984); Câmbrico médio (Carvalhosa, 1983); Ordovícico-Silúrico (Oliveira et al, 1991; Piçarra et al, 1992b); Silúrico (Carvalho et al, 1971; Oliveira & Piçarra, 1986). Actualmente, admite-se um intervalo de idades entre o Ordovícico superior e o Devónico inferior?, não sendo de excluir a existência de litologias de idade ordovícica mais baixa (Piçarra, 2000).

Em síntese, esta Unidade tectonoestratigráfica corresponde a um prisma acrecionário gerado na dependência da instalação dos mantos ofiolíticos sobre a ZOM, associados ao fecho da sutura sul varisca. A figura 9 sintetiza o modelo proposto para a génese do Complexo Filonítico de Moura.

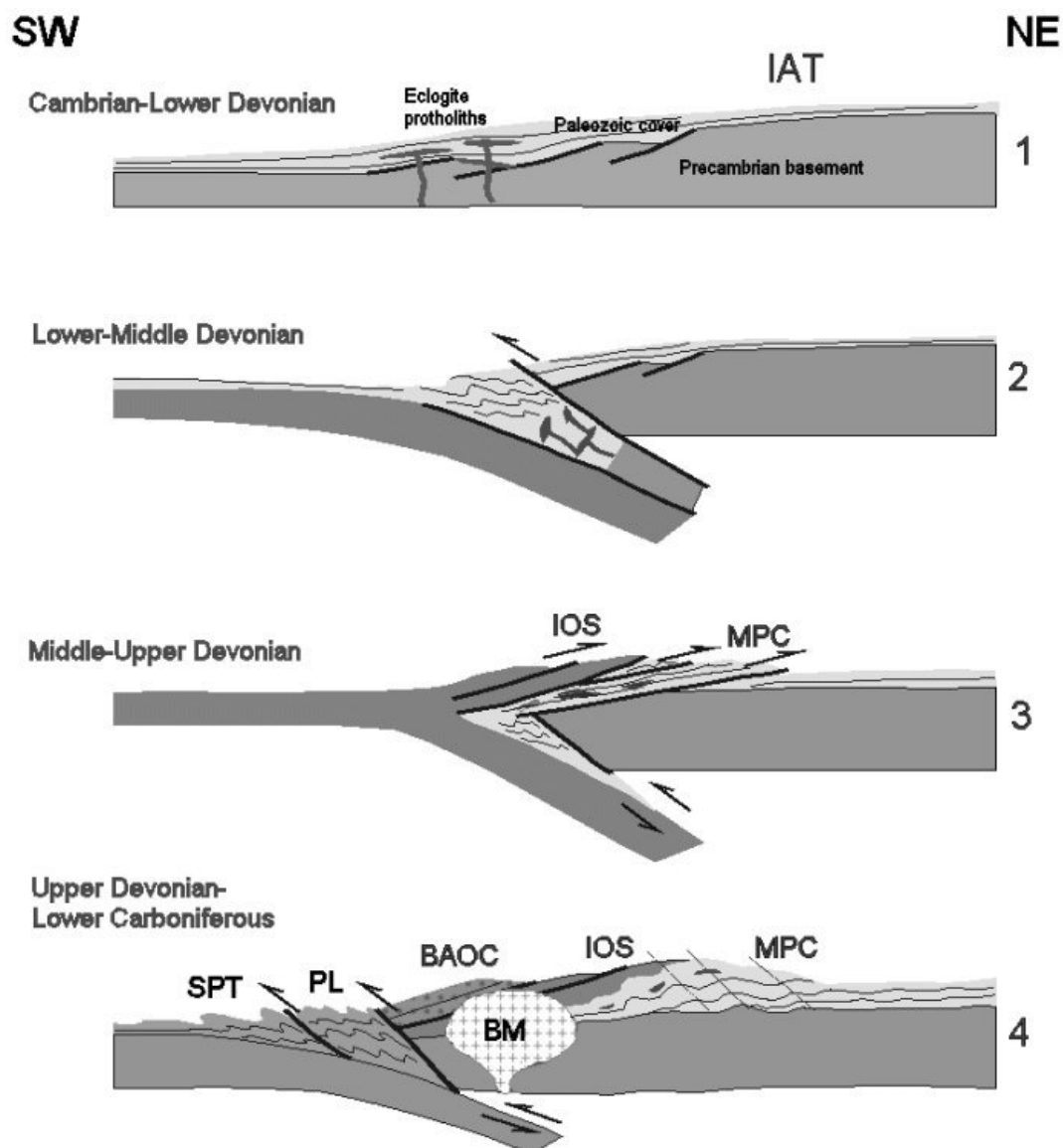


Fig. 9 – Esquema mostrando o modelo evolucionário para a margem SW do Terreno autóctone Ibérico: 1 – Estado de margem passiva (instalação de diques e corpos intrusivos durante o estiramento crustal, correspondentes aos protólitos dos eclogitos imbricados no Complexo Filonítico de Moura; 2 – Estado de margem activa inicial (subdução, erosão tectónica da margem continental, desenvolvimento do metamorfismo de alta pressão; 3 – Fase de deformação com transporte para Norte, instalação do Complexo Filonítico de Moura, envolvendo a imbricação de eclogitos em simultâneo com a obducção de sequências ofiolíticas; 4 – Fase de deformação com vergência para SW. Início da colisão continental com o Terreno Sul Português, génese do prisma acrecionário do Pulo do Lobo e instalação do Maciço de Beja (retirado de Araújo et al. 2005).

Stop 6 - Localização: 800 m a SE da Vila de Monsaraz, em direcção ao v.g. São Gens.

(Por A. Araújo, J. Borrego, J. Piçarra e J.. Pedro, retirado de VII Congresso Nacional de Geologia - Livro Guia das excursões geológicas, A. Araújo e R. Dias, coords., Univ. Évora, Julho de 2006, 114,pp).

Nas imediações da Vila Medieval de Monsaraz observam-se litologias da Formação de Barrancos, afectada por um metamorfismo de baixo grau, na fácies dos xistos verdes, zona da clorite.

Localmente as excelentes condições de afloramento e o facto da deformação varisca atribuída à segunda fase se apresentar pouco intensa permite a observação de dobramentos de primeira fase mesoscópicos.

As estruturas de primeira fase de deformação correspondem a dobramentos deitados associados a uma clivagem de plano axial que rapidamente paraleliza os planos de estratificação fora das zonas de charneira das dobras.

Regionalmente, a observação detalhada de alguns afloramentos permite a reconstituição da geometria desta primeira fase e evidencia a existência de uma lineação de intersecção L1 (correspondente aos eixos dos dobramentos de primeira fase) ondulada à escala do afloramento, com uma geometria que sugere o esboço de dobras em bainha incipientes, vergentes para N ou NNW; confirmada por polaridades sedimentares nalguns afloramentos mais favoráveis.



Fig. 10 – Dobra de primeira fase vista de perfil, em xistos da Formação de Barrancos.

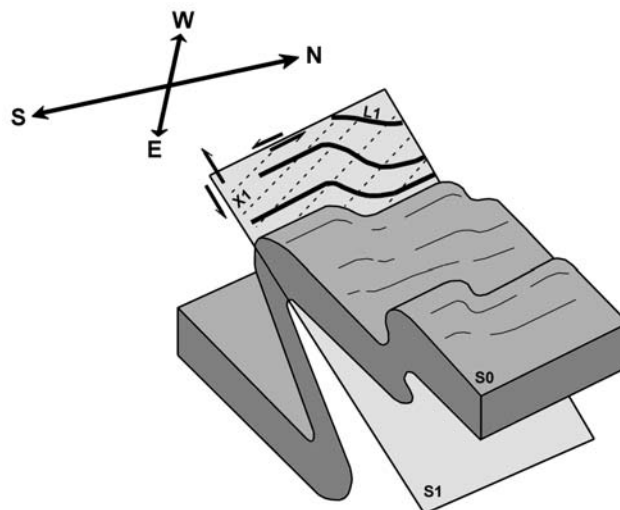


Fig. 11– Representação esquemática ilustrando o modelo geométrico e cinemático proposto para as estruturas de primeira fase (adaptado de Araújo, 1995).