



SEMANA DO 15º ANIVERSÁRIO DO NÚCLEO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**LIVRO GUIA DA SAÍDA DE CAMPO Á REGIÃO DE
MONSARAZ-BARRANCOS (28/11/2013)**

**ANTÓNIO ALEXANDRE ARAÚJO (CENTRO DE GEOFÍSICA DE ÉVORA,
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS, ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA DA
UNIVERSIDADE DE ÉVORA)**



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 & Eguiluz, 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 sobrepõe 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 Câmbrio Inferior datadas com fósseis em Espanha e as idades radiométricas apontam para que tenha uma idade vendiana, provável (Ordóñez Casado, 1998).

Em numerosos locais da ZOM, a passagem do Precâmbrico ao Câmbrio está marcada por níveis de conglomerados associados a vulcanismo ácido, discordantes sobre a Série Negra. Estes níveis conglomeráticos apresentam clastos de rochas metamórficas (гнаisses, metavulcanitos ácidos, metachertes) previamente xistificadas. A presença destes fragmentos nos sedimentos mais inferiores do Câmbrio, 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 Câmbrio 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 Câmbrio 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 câmbrio (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 Câmbrio e o Ordovício 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 Câmbrio 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 NT-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).

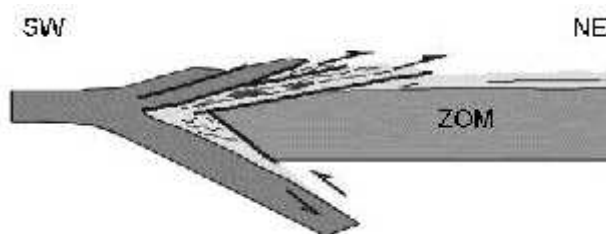


Fig.1– Representação esquemática do bordo sul da ZOM no Devónico, dominado por mecanismos de obducção e de subducção, ambos com polaridade para norte, responsáveis por uma geometria em “flake” tectónica (adaptado de Araújo et al, 2005).

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 zonation 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.

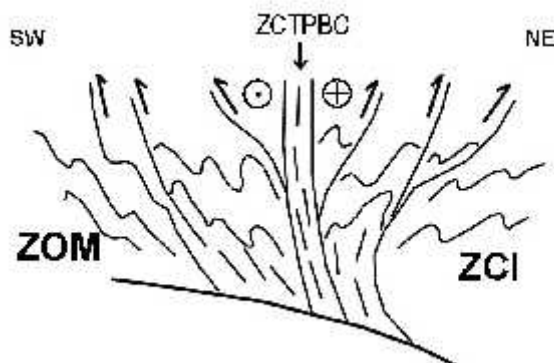


Fig. 2– Representação esquemática da “flower structure” centrada na ZCTPBC (adaptado de Ribeiro et al, 1988b)

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 a deformação passa a ser claramente pos-metamórfica, tomando-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 Cavalgamento 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 tomando-se progressivamente mais NW-SE, em direcção à costa oeste. A sedimentação do Flysch do Baixo

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-existentes, de direcção próxima de E-W, vergentes para sul. A figura 3 sintetiza a estrutura geral de todo o sector Sul do Maciço Ibérico.

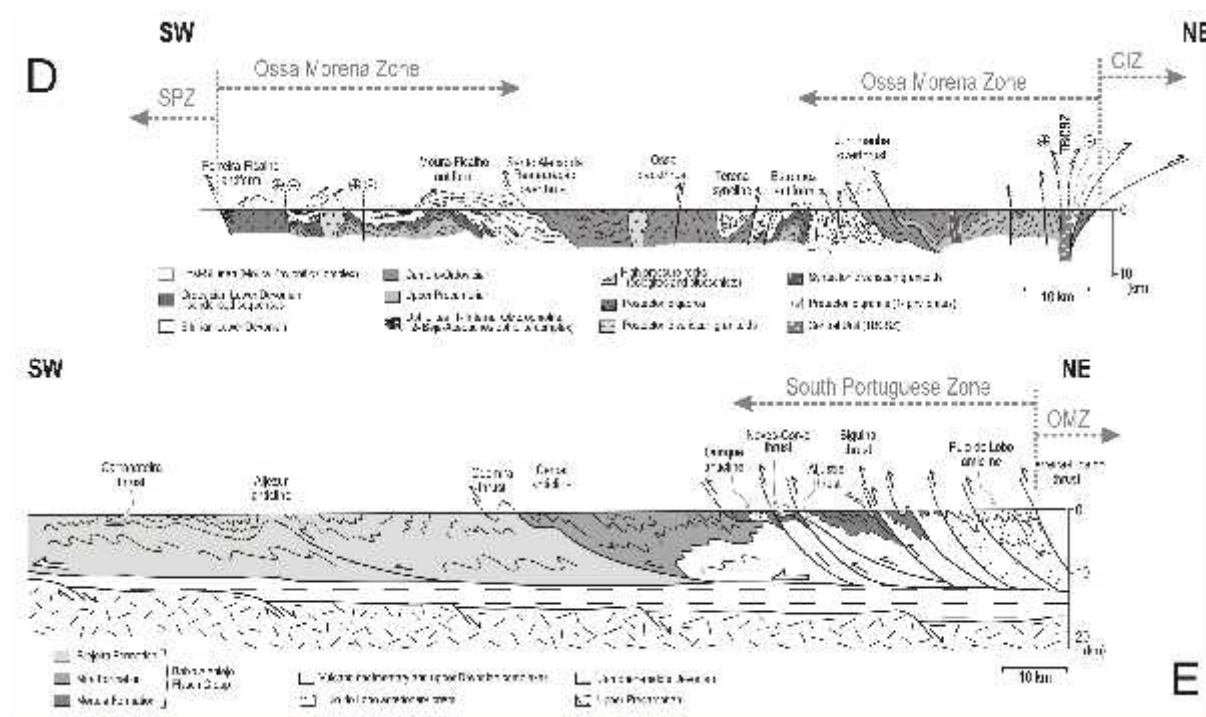


Fig. 3 – Estrutura geral do sector Sul do Maciço Ibérico (retirado de Ribeiro et al, 2007).

Abalos, B., 1992. Variscan shear-zone deformation of a late Precambrian basement in SW Iberia: 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 ofiolítico 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-American 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 Géologique 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 câmbrios 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. *Quadernos 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 Câmbrio 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-Estaún, 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. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69/2, 291-293.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Fonseca, P., 1988a. Terrane correlation between the Iberian and Middle 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 Peninsula, 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 (Macizo 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 Peninsula, 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.

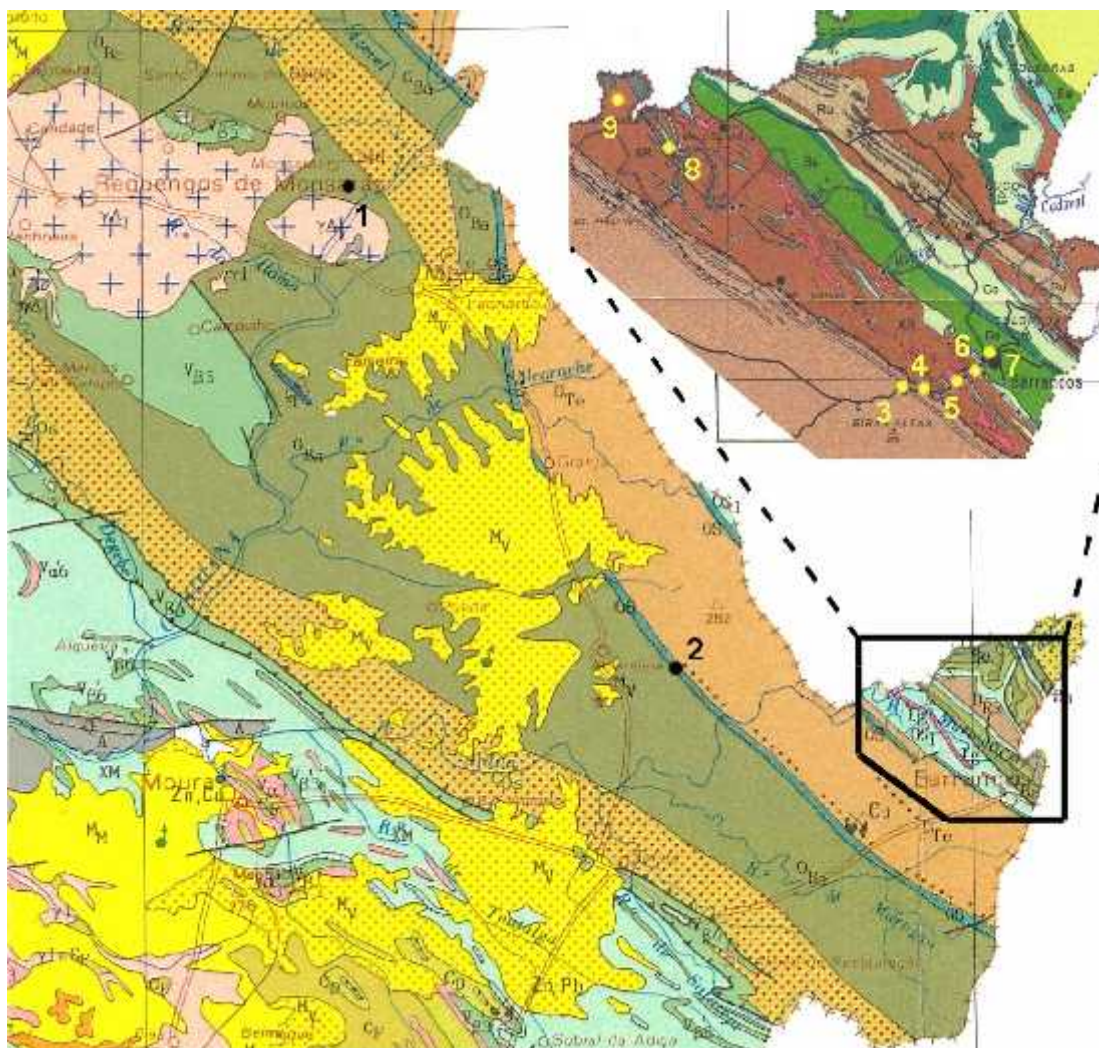


Fig. 1 – Mapa de enquadramento com a localização das paragens (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500.000 e de Piçarra 2000).

Paragem 1 - Localização: 800 m a SE da Vila de Monsaraz, em direcção ao v.g. São Gens.

(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, afectadas 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. 2 – Dobra de primeira fase vista de perfil, em xistos da Formação de Barrancos.

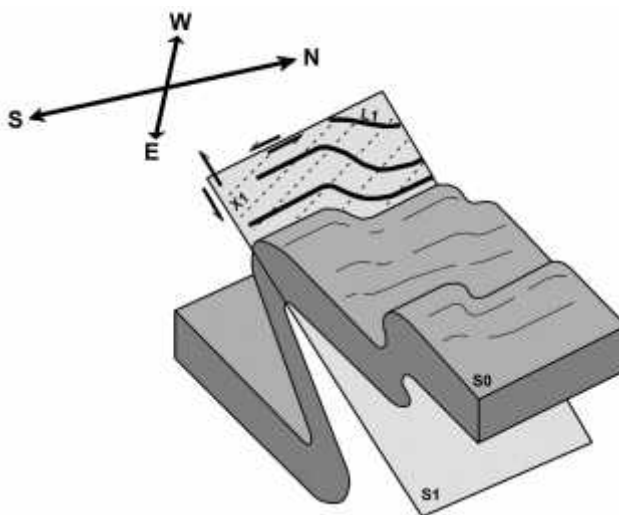


Fig. 3 – Representação esquemática ilustrando o modelo geométrico e cinemático proposto para as estruturas de primeira fase (adaptado de Araújo, 1995).

Paragem 2 - Trincheira ao km 41.6 da EN 386, troço Amareleja-Barrancos

Neste local observam-se litologias das Formações de Colorada, Xistos com Nódulos e de Terena do bordo ocidental do sindinal de Terena. Exceptuando a Formação dos Xistos com Nódulos, as restantes unidades apresentam diferenças litológicas e de espessura relativamente aos materiais contemporâneos da parte leste da região de Barrancos, sugerindo ambientes sedimentares distintos, particularmente no Devónico inferior.

A sucessão litológica apresenta-se normalmente com valores de S_0 para $N 30^\circ O$, vertical ou a inclinar 70° a 8° para NE, e com uma xistosidade que não é de plano axial, com valores de $N 50^\circ O$, a inclinar até 70° para NE. São frequentes acidentes tectónicos, tipo falha normal, com direcção geral $N 30^\circ O$ e cujo plano inclina para NE, sugerindo “deslizamentos” para o interior da bacia sedimentar.

Na secção esquematizada na figura, de sudoeste para nordeste, observa-se:

- 22 m de alternâncias de quartzitos e psamitos micáceos da Formação de Colorada. As bancadas quartzíticas têm frequentemente formas irregulares e apresentam na base figuras de carga e dobras sinsedimentares. A Formação de Colorada tem 30 a 40 m de espessura neste flanco do sindinal, o que contrasta com os 200 m, no anticlinal de Barrancos
- A Formação de Colorada contacta por falha com xistos siliciosos esbranquiçados e rosados da Formação dos Xistos com Nódulos que, no corte, afloram numa extensão de 27 m. Seguem-se 18 m de xistos negros com alterações

esverdeados e avermelhados, que constituem provavelmente os níveis superiores da unidade. Esta formação é bastante rica em graptólitos, o que permite uma cronoestratigrafia fina da sua sequência litológica, como se observará na próxima paragem, situação que aqui não se verifica por má preservação do material fóssilífero. Os níveis mais inferiores da Formação dos Xistos com Nódulos (liditos) não estão presentes nesta secção devido à acção da falha, situação que é comum ao longo de todo o flanco do sinclinal, pelo menos no que respeita à parte portuguesa. Comparando com outras secções deste flanco, os xistos siliciosos esbranquiçados e rosados são do Wenlock e os restantes do Ludlow. Originalmente todos os xistos eram negros e carbonosos, com a sua génese ligada a um meio redutor, calmo e mais profundo.

c) Nova falha faz o contacto dos xistos negros com 12 m de alternâncias de xistos e quartzitos impuros, a que sucedem 30 m de grauvaques com intercalações de xistos. Os primeiros 10m destes grauvaques são de grão grosseiro, com alguns microconglomerados intercalados. Há mesmo um conglomerado poligénico, com clastos de quartzo, quartzito, lidito e xisto, a cerca de 50 m a NE do final desta secção. Todas estas litologias pertencem aos níveis inferiores da Formação de Terena. Esta sequência turbidítica é neste bordo do sinclinal francamente mais grauvacóide do que no bordo oriental, onde predominam séries mais finas, xisto-quartzíticas. Nestas litologias observa-se claramente a estratificação com atitude geral N 30° O, 80 NE, a ser transectada por uma xistosidade N 60° O, vertical ou a inclinar 80° para SO.



Fig. 4- Representação esquemática da sequência observada na paragem 2.

Paragem 3 - Trincheira ao km 101.5 da EN 285, troço Stº Aleixo da Restauração-Barrancos

Observação dos níveis inferiores da Formação de Terena no flanco nordeste da macroestrutura. Comparação com as fácies observadas na paragem 2. A maior predominância dos níveis pelíticos, associados a pequenas intercalações de quartzitos impuros indica, que a sedimentação neste local era mais distal, quando comparada com a observada no flanco SW.

Paragem 4 - Localização: trincheira ao km 102.15 da EN 285, troço Stº Aleixo da Restauração-Barrancos

Esta paragem tem como objectivo principal observar a mais completa e melhor conhecida sucessão do Silúrico português, tanto em termos litológicos como paleontológicos. Também pretende mostrar o estilo estrutural presente nesta área que se estende até à vila de Barrancos, denominada faixa das Mercês, e que é marcado por várias repetições tectónicas (escamas) de liditos e xistos negros, essencialmente de idade Llandovery (Silúrico inferior), numa sequência xisto-quartzítica da parte média e superior da Formação dos Xistos Raiados, datada do Devónico inferior.

O corte geológico, numa extensão de 30 m, compreende grande parte da Formação dos Xistos com Nódulos e a parte basal da Formação dos Xistos Raiados. Nesta sucessão foram definidas 13 biozonas de graptólitos.

De NE para SO, observa-se:

- Contacto tectónico cavalgante de liditos da Formação dos Xistos com Nódulos e de quartzitos da Formação de Colorada, respectivamente de idades Silúrico inferior e ? Ordovícico superior, sobre xistos e quartzitos da Formação dos Xistos Raiados, de idade Devónico inferior.

- 4 m de alternâncias de liditos e xistos negros com associações de graptólitos do intervalo entre as Biozonas de *Demirastrites triangulatus*, da parte média do Llandovery, e *Cyrtograptus murchisoni*, do Wenlock basal.

- 15 m de xistos negros siliciosos, alterados para branco ou rosa, nos quais se identificaram fósseis de graptólitos do intervalo entre as Biozonas de *Cyrtograptus lundgreni* e *Colonograptus? ludensis*, ambas do Wenlock alto, e das Biozonas de *Neodiversigraptus nilssoni* e *Lobograptus scanicus*, do Ludlow basal. Nesta sequência há ainda a destacar um nível fossilífero que forneceu esponjas, uma delas nova espécie, *Protospongia iberica* n. sp. 12 cm acima deste nível ocorre um fina bancada de coloração amarela ("nível amarelo" na Figura 5), na qual se identificaram graptólitos das Biozonas de *Pristiograptus parvus* e *Gothograptus nassa*. O intervalo entre estes dois níveis assinala, nesta secção, o "Evento Lundgreni" de extinção de alguns géneros de graptólitos, conhecido a nível mundial.

- 7 m de xistos cinzentos com intercalações de finos leitos quartzíticos. Estas litologias correspondem já à base da Formação dos Xistos Raiados e forneceram graptólitos das Biozonas de *Colonograptus? parultimus* e *Monograptus bouceki* do Pridoli.

Esta secção põe em evidência que o Silúrico, no intervalo entre a parte média do Llandovery e o Ludlow baixo, se depositou em meio redutor. A parte restante do Silúrico (Ludlow alto e Pridoli) sugere já condições de sedimentação em mar aberto e oxigenado.

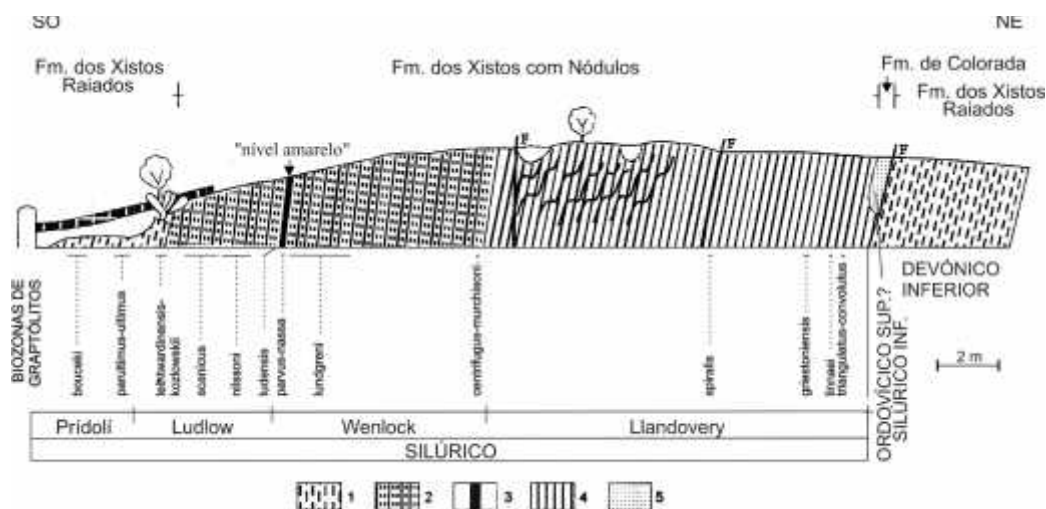


Fig. 5- Representação esquemática da sequência observada na paragem 4.

Paragem 5 - Localização: cerca do km 103.5 da EN 285, troço Stº Aleixo da Restauração-Barrancos

Esta é melhor secção conhecida na região de Barrancos para observar as várias litologias que constituem o Complexo Ígneo de Barrancos.

No lado direito da EN 285 (sentido Barrancos) e no interior de uma propriedade, observam-se calcários cinzentos escuros dobrados. Na trincheira oposta a este local afloram brechas eruptivas (?), com elementos de calcário e rochas eruptivas, e rochas vulcânicas ácidas (tufo), além de um filão dolerítico.

A maioria destas litologias, aparentemente, parecem não estar deformadas, sugerindo a sua implantação posteriormente aos calcários e associadas a uma possível zona de cisalhamento de disposição transversal à orientação das estruturas principais. Neste complexo há também brechas de natureza tectónica.

A idade do Complexo Ígneo de Barrancos é incerta, sendo considerada pela maioria dos autores posterior ao Silúrico.

Os calcários apresentam fragmentos de crinóides, até agora indetectáveis.

Dados preliminares de litogeoquímica realizados em 5 amostras de gabros olivínicos não deformados indicam um quimismo toleítico com evidências de contaminação crustal, sugerindo que os protólitos correspondam a toleitos continentais.

Paragem 6 - Localização: Barrancos. Trincheiras ao km 103.7 da EN 258

Esta paragem compreende a observação de 2 trincheiras, situadas à entrada da vila de Barrancos. Na mais a nordeste, afloram quartzitos ímpuros da Formação de Colorada em contacto por falha com 25 m de alternâncias de liditos e xistos negros, alterados para branco e rosa, da Formação dos Xistos com Nódulos. Segue-se uma alternância de xistos e quartzitos finos, micáceos, da Formação dos Xistos Raiados, datada com esporos do Devónico inferior (limite Pragiano-Emsiano). Neste conjunto xistento há níveis com clastos de lidito e xisto rosa e nódulos, contendo restos fossilíferos de graptólitos silúricos e crinóides, além de uma cunha tectónica de liditos da Formação dos Xistos com Nódulos.



11

		Outros fósseis	Graptólitos remobilizados	Biozonas de Graptólitos	Biozonas Esporas
DEVÔNICO INFERIOR (limite Pragiano - Emsiano)					
FORMAÇÃO DOS XISTOS RAIADOS					
m					
90		 ?c   ?c   ?c  	<i>Monograptus lobiferus</i> ? <i>Coronograptus gregarius</i> <i>Streptograptus cf. sartorius</i> <i>Monoclimacis</i> sp. + <i>Torquigraptus cf. nullbergi</i> + <i>Monograptus</i> sp. + <i>Pseudorthograptus cf. inopinatus</i> + <i>Monograptus priodon</i> + <i>Monoclimacis cf. flumendosae</i> <i>Cyrtograptus</i> sp. + <i>Pristiograptus</i> sp.	? ; ? WENLOCK <i>griestoniensis-spiralis</i> interval; Telychian LLANDOVERY ? ; Aeronian; LLANDOVERY <i>griestoniensis-spiralis</i> interval (Telychian) + Aeronian LLANDOVERY	
80					<i>Verrucosporites polygonalis-Dictyotriteles emsiensis</i>

Paragem 7 - Localização: Barrancos.

Vista panorâmica do Anticlinal de Barrancos coincidindo com um relevo do tipo Apalachiano, controlado pelos quartzitos da Formação de Colorada.

Paragem 8 - Localização: Estrada para o Castelo de Noudar, 1km a Oeste do Monte da Coitadinha

Imbricações tectónicas da Formação dos Xistos com Nódulos aparentemente mais deformada, em xistos pelíticos atribuídos à formação dos Xistos Raiados.

Paragem 9 - Localização: Castelo de Noudar.

Vista panorâmica dos meandros do Rio Ardila. Curta visita ao Castelo de Noudar.