

**A LITOSTRATIGRAFIA E ESTRUTURA DO SUPERGRUPO DÚRICO-  
BEIRÃO (COMPLEXO XISTO-GRAUVÁQUICO), EM PORTUGAL, E SUA  
CORRELAÇÃO COM AS CORRESPONDENTES SUCESSÕES EM  
ESPANHA**

POR

ANTERO FERREIRA DA SILVA

# LITOSTRATIGRAFIA E ESTRUTURA DO SUPERGRUPO DÚRICO-BEIRÃO (COMPLEXO XISTO-GRAUVÁQUICO), EM PORTUGAL, E SUA CORRELAÇÃO COM AS CORRESPONDENTES SUCESSÕES EM ESPANHA

Antero Ferreira da Silva\*

*Palavras Chave:* Zona Centro-Ibérica; Precâmbrico/Câmbrico; Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico); Grupo das Beiras; Grupo do Douro; Grupo de Arda-Marofa; Turbiditos; Paleogeografia; Fase Sarda; Ciclo varisco; Metamorfismo; Alcludiano inferior e superior; Grupo de Domo Extremeño; Grupo de Ibor; Grupo de Rio Huso; Formação de Monterrubio; Formação de Aldeatejada; Série de Porto; Formações de Tamames e de Azorejo; Sequência de Ollo de Sapo.

*Resumo:* Neste trabalho pretende-se caracterizar resumidamente a litostratigrafia de todas as sequências xisto-grauváticas, actualmente identificadas em Portugal, constituindo o denominado Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico). Serão tecidas considerações acerca da sua sedimentação turbidítica, da sua paleogeografia e dos seus elementos cronoestratigráficos, bem como sobre a deformação e metamorfismo sofridos em tempos sardos e variscos. A finalizar procedeu-se a uma tentativa de correlação com as supostas correspondentes sucessões xisto-grauváticas aflorantes em Espanha, neste mesmo Autóctone da Zona Centro-Ibérica.

A sucessão do Supergrupo Dúrico-Beirão distribui-se pelos grupos das Beiras, do Douro e de Arda-Marofa. O primeiro é constituído pelas formações de Malpica do Tejo e de Rosmaninhal (fácies distal e proximal), de idade fundamentalmente do Ediacariano e, pontualmente, do Câmbrico inferior. O Grupo do Douro encontra-se sub-dividido pelas sucessões autóctone (formações de Bateiras e de Ervedosa do Douro) e alóctone (formações de Rio Pinhão ou Ponte da Chinchela e de Pinhão), com idade compreendida entre os finais do Ediacariano e o Câmbrico inferior a médio. Por fim, o Grupo de Arda-Marofa, que culminou a sedimentação da bacia xisto-grauvática, distribui-se pelas formações de Póvoa, Real, Sátão, Excomungada-Ribeira do Colmeal, Queiriga, Desejosa, São Gabriel e São Domingos. A idade da sua sedimentação ter-se-ia processado desde o Ediacariano superior ao Câmbrico superior.

As sucessões dos grupos das Beiras e do Douro são fundamentalmente constituídas por turbiditos distais e proximais clássicos, enquanto nas sequências do Grupo de Arda-Marofa se evidencia a presença de turbiditos de ondas modificadas, acompanhados de frequentes progradações a partir dos anteriores turbiditos, salvo nas formações de Desejosa e de São Gabriel, onde predominam os turbiditos distais e turbiditos vulcanoclásticos distais, respectivamente.

*Keywords:* Central-Iberian Zone; Precambrian/Cambrian; Dúrico-Beirão Supergroup (Schist-Greywacke Complex); Beiras Group; Douro Group; Arda-Marofa Group; Turbidites; Palaeogeography; Chronostratigraphy; Sardinian Phase; Variscan Cycle; Metamorphism; Lower and Higher Alcludian; Domo Extremeño Group; Ibor Group; Rio Huso Group; Monterrubio Formation; Aldeatejada Formation; Porto Series; Tamames and Azorejo Formations; Ollo de Sapo Sequence.

*Abstract:* In this study we will try to summarize the lithostratigraphy of all the Schist-Greywacke Complex sequences currently recognized, establishing what is known in Portugal as the Dúrico-Beirão Supergroup (Schist-Greywacke Complex). Some considerations will be enlarged about their turbidite sedimentation, not only their

---

\*Departamento de Geologia do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (INETI), Estrada da Portela-Zambujal, Apartado 7586, 2720 Alfragide (Lisboa), Portugal.

palaeogeography but also its chronostratigraphic elements, considering its deformation and metamorphism undergone during the Sardinian and Variscan times. Finally, an attempt is made to correlate schist-greywacke sequences in Spain, in this same Autochthonous Central-Iberian Zone.

The Dúrico-Beirão Supergroup succession is spread out by the Beiras, Douro and Arda-Marofa groups. The latter is established by the Malpica do Tejo and Rosmaninhal (distal and proximal facies) formations; their stage of development is mainly Ediacarian and in certain cases Lower Cambrian. The Douro Group is separated by the autochthonous (Bateiras and Ervedosa do Douro formations) and allochthonous successions (Rio Pinhão or Ponte da Chinchela and Pinhão formations); their stage of development is comprised between the ends of Ediacarian and Lower to the Middle Cambrian. Finally, the Arda-Marofa Group, which reaches the highest sedimentation point of the schist-greywacke basin spreads out through the Póvoa, Real, Sátão, Excomungada-Ribeira do Colmeal, Queiriga, Desejosa, São Gabriel and São Domingos formations; their sedimentation stage of development goes from the Upper Ediacarian to the Upper Cambrian.

The Beiras and Douro groups sequence's are mainly composed of classic distal and proximal turbidites, whilst in the Arda-Marofa group sequences is clearly evident the presence of modified-wave turbidites, which are specially supported by frequent progradation shared with the previous turbidites with the exception of the Desejosa and São Gabriel formations where distal turbidites and distal volcanoclastic turbidites prevail, respectively.

## 1 – INTRODUÇÃO

A espessa sucessão do Complexo Xisto-Grauváquico, assim designado por COSTA (1950) e anteriormente apelidado de Série Xistosa das Beiras por DELGADO(1908), foi, mais tarde, denominado Hispaniano por TEIXEIRA (1981) e, actualmente, redefinido como Supergrupo Dúrico-Beirão por SILVA *et al.* (1987/1989). Suas exposições afloram exclusivamente no Autóctone da Zona Centro-Ibérica.

A sequência xisto-grauváquica distribui-se, geograficamente, em Portugal, entre as bacias hidrográficas dos rios Minho, Douro e Tejo, a ocidente, e, em Espanha, entre as bacias hidrográficas dos rios Douro, Tejo e Guadiana, a oriente, precisamente a ocidente do alinhamento entre as cidades de Zamora, Salamanca, Madrid, Toledo e Ciudad Real (Figs.1, 2, 3 e 4 e Quadro 1).

A sucessão em apreço depositou-se em condições ambientais diversas que proporcionaram a génese de turbiditos clássicos e turbiditos de ondas modificadas, além de depósitos de natureza continental, fluvial e/ou flúvio-marinha em locais restritos, durante um largo intervalo de tempo, isto é, durante a transição entre o Neoproterozóico e o Paleozóico, estimando-se entre cerca de 565 e 500 M. a . (SCHÄEFFER *et al.*, 1993; VIDAL *et al.*, 1994a,b; SILVA, em preparação).

Em Portugal a grande bacia metassedimentar da sucessão xisto-grauváquica (Supergrupo Dúrico-Beirão) distribui-se por três sub-bacias correspondentes às sequências dos grupos das Beiras (SILVA *et al.*, 1988), do Douro (SOUSA, 1982) e de Arda-Marofa (SILVA *et al.*, 1995). Nas duas primeiras sub-bacias (grupos das Beiras e do Douro) afloram, de modo quase exclusivo, turbiditos clássicos, quer distais quer proximais. Porém, na sub-bacia do Grupo de Arda-Marofa

ocorrem fundamentalmente turbiditos de ondas modificadas, geralmente depositados em plataformas siliciclásticas, em regra muito subsidentes, submetidas a períodos intermitentes de tempestades e de tempo calmo, e, ainda, menos frequentemente, turbiditos distais e turbiditos vulcanoclásticos distais (SILVA, 2005, processado).

As sequências do Grupo de Arda-Marofa, que culminaram a deposição xisto-grauváquica, teriam iniciado a sua deposição, muitas vezes por progradação, durante os tempos intermédios da deposição das sucessões dos grupos das Beiras e do Douro, isto é, nos finais das formações de Malpica do Tejo e de Bateiras versus Rio Pinhão ou Ponte da Chichela, respectivamente, quando as condições ambientais da deposição se alteraram radicalmente.

## **2 – GRUPO DAS BEIRAS**

### **2.1 – GENERALIDADES**

Esta sucessão aflora nos extremos sul-sudoeste e oes-noroeste do Autóctone da Zona centro-Ibérica, confinando com a sutura contígua à Zona de Ossa-Morena (Fig. 1 e Quadro 1).

Esta sequência foi assim denominada e subdividida inicialmente pelas formações de Malpica do Tejo, Perais e Rosmaninhal (SILVA *et al.*, 1988). Ulteriormente ROMÃO (1991a,b) adicionou ao Grupo das Beiras a Formação de Alameda como unidade do topo, enquanto SEQUEIRA (1991a,b) e SEQUEIRA *et al.*(1999) consideraram as formações de Cabeço das Popas, equivalente da Formação de Rosmaninhal, de Carril das Travessas e de Ribeira de Arades, estas como equivalentes dos membros superior e inferior, respectivamente, da Formação de Perais. O Membro Carril das Travessas corresponderia ao Membro inferior da Formação de Rosmaninhal e o Membro Ribeira de Arades equivaleria ao Membro superior da Formação de Malpica do Tejo.

Recentemente SILVA *et al.* (1995 e 1996) e SILVA (2005, processado) consideraram o Grupo das Beiras constituído apenas pelas formações de Malpica do Tejo (membros inferior, superior e indiferenciada) e de Rosmaninhal (fácies distal e proximal), excluindo as anteriores formações de Perais e Alameda, como sendo variações laterais da primeira unidade.

Na área entre os rios Ocreza e Tejo, precisamente entre norte de Fratel e Ortiga, ROMÃO (2000) caracterizou a sucessão do Grupo das Beiras subdividida, da base para o topo, pelas unidades de Lameira da Ordem-Palhota, S. Pedro do Esteval, Silveira-Padrão e Barragem de Fratel. As duas primeiras unidades correspondem aos membros inferior e superior da Formação de

Malpica do Tejo, enquanto as duas últimas equivaleriam a uma fácies mista próxima da Formação de Rosmaninhal (fácies proximal).

Na região a sul e sudeste do rio Mondego, entre Vila Nova de Poiares e Lousã, SEQUEIRA & SOUSA (1991) distribuíram a sucessão em apreço, da base para o topo, pelas formações de Rio Ceira-Caneiro e de Boque-Serpins, as quais são também equivalentes dos membros inferior e superior da Formação de Malpica do Tejo, respectivamente.

Por fim, na área entre Arganil e noroeste de Mortágua, MEDINA (1996) caracterizou a sequência xisto-grauváquica distribuída pelas unidades I, II, III e IV, das quais, apenas as duas primeiras, só parcialmente, correspondem às formações de Malpica do Tejo e Rosmaninhal (fácies distal).

## 2.2 – LITOLOGIA

### 2.2.1 – FORMAÇÃO DE MALPICA DO TEJO (Ma, Ma<sub>1</sub>, Ma<sub>2</sub>)

O estratotipo que caracteriza a Formação de Malpica do Tejo foi observado a sul e sudoeste da povoação de Malpica do Tejo, junto ao rio Tejo, que lhe emprestou o nome (SILVA, 1991). No entanto o *log* sedimentar que se apresenta corresponde a um perfil a norte-nordeste de Rosmaninhal (Fig. 5), conforme estudado para esta sequência (ROMÃO, 1991a,b).

De um modo geral as sequências desta unidade evidenciam-se negativas nas áreas contíguas ao rio Tejo, entre Mação-Vila de Rei e Castelo Branco-Monfortinho-Rosmaninhal, e positivas nas regiões a norte, desde as barragens de Bouçã e Cabril, serras do Moradal, Guardunha e Penha Garcia até Arouca e serras da Estrela e da Malcata. Assim, litologicamente, o Membro inferior da sequência negativa é semelhante ao Membro superior da sequência positiva, sucedendo o mesmo para o Membro superior da primeira sequência que se paraleliza ao Membro inferior da sequência positiva.

Na área de Malpica do Tejo a Monfortinho, onde a sequência é negativa, o Membro inferior da unidade em referência é constituído por alternâncias milimétricas e centimétricas de metapelitos, de cor cinzenta, metassiltitos e metagrauvaques de pouca espessura (ROMÃO, 1991a,b). A passagem ao Membro superior processa-se por um aumento progressivo da espessura e frequência das bancadas de metagrauvaques. Esta sequência corresponde, na área do rio Ocrea, à unidade de Lameira da Ordem-Palhota (ROMÃO, 2000), sendo aqui caracterizada pela existência de filitos cinzentos intercalados, com certa frequência de barras de metagrauvaques, de grão fino a grosseiro. O Membro superior da sequência negativa desta sucessão, designado por unidade de S. Pedro do Esteval (Romão, 2000), na mesma área do rio Ocrea, exhibe um

predomínio de bancadas de metagrauvaques, geralmente amalgamados, e com espessura de algumas dezenas de metros, em relação aos níveis de metassiltitos e metapelitos. Estes, sempre de fraca espessura e frequência, apresentam laminação paralela ou ondulada. Esta sequência do Membro superior, na região do Couto das Amoreiras, entre Monforte da Beira e Rosmaninhal, foi estudada por ROMÃO (1994) permitindo obter um *log* sedimentar da distribuição das suas fácies sedimentares. Na posição intermédia do Membro superior (Ma<sub>2</sub>) foram reconhecidas, no vale do rio Aravil (Couto das Amoreiras), as sub-fácies S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> e S<sub>3</sub> (Lowe, 1982), na parte inferior, e as sub-fácies C<sub>2</sub>, D<sub>1</sub> e D<sub>3</sub>, na parte superior (Fig. 6) (ROMÃO, 1994).

A Formação de Malpica do Tejo na região entre Castanheira de Pêra e a ribeira de Pampilhosa da Serra, onde a sequência é positiva, apresenta diversas intercalações de filitos grafitosos, distribuídas por ambos os membros da sequência em apreço (SILVA, 2005, processado).

O Membro inferior da sequência positiva da Formação de Malpica do Tejo, exposta entre o rio Mondego e Lousã, foi aqui designado Formação de Rio Ceira-Caneiro por SEQUEIRA & SOUSA (1991), que elaboraram o seu *log* sedimentar esquemático, conforme referido na figura 7.

Entre a serra da Guardunha e Oliveira do Hospital aflora fundamentalmente o Membro superior, enquanto nas serras da Malcata, Estrela, Caramulo, Freita e Arada e norte de Arouca ocorre a Formação de Malpica do Tejo indiferenciada.

## 2.2.2 – FORMAÇÃO DE ROSMANINHAL (Ro<sub>d</sub>, Ro<sub>p</sub>)

Esta sequência apresenta-se distribuída por duas fácies distintas, a que designámos (SILVA, 2005, processado) fácies distal (Ro<sub>d</sub>) e fácies proximal (Ro<sub>p</sub>) (Fig. 1 e Quadro 1)

A sucessão com características sedimentológicas proximais aflora entre os rios Ponsul, Tejo e Erges e um pouco a norte de Monfortinho, logo após o sinclínio de Penha Garcia. Porém, a sequência de natureza distal aflora a oes-noroeste do rio Ponsul (Castelo Branco) e do sinclínio de Penha Garcia, prosseguindo suas exposições no sentido de Fajão-Côja e Fundão, respectivamente. Afloram, ainda, exposições semelhantes nas áreas das serras da Estrela, Caramulo, Freita e Arada, bem como a norte de Arouca (SILVA, 2005, processado).

A Formação de Rosmaninhal (fácies distal) apresenta-se constituída por uma sequência pelítica monótona à base de filitos cloríticos cinzentos, ocupando as zonas centrais de sinclínios e sinclinais. As intercalações de metagrauvaques são raras e a de alguns níveis de metaconglomerados ainda menos frequentes. A sua sedimentação teria ocorrido numa bacia geralmente abissal, em condições distais, em parte contemporaneamente à da fácies pelítico-conglomerática (fácies proximal).

A norte do maciço granítico de Arouca, logo após os metagrauvaques da Formação de Malpica do Tejo indiferenciada, aflora a sequência pelítica da Formação de Rosmaninhal ( fácies distal), a qual antecede a sucessão da Formação de Póvoa (Grupo de Arda-Marofa) a descrever ulteriormente. Nesta área, a noroeste de Arouca, os filitos da Formação de Rosmaninhal tornam-se de cor esverdeada, semelhantes aos que intercalam os metarenitos, quartzitos e metaconglomerados da Formação de Póvoa, bem como aos da Formação de Ervedosa do Douro (Grupo do Douro), subjacente a esta última unidade. Este facto parece indicar-nos contemporaneidade da deposição local dos filitos esverdeados e a mesma origem dos sedimentos desmantelados, quer para as exposições da Formação de Rosmaninhal, ali aflorantes, quer para as formações de Ervedosa do Douro ou Pinhão e de Póvoa (SILVA, em preparação).

A sequência pelítica da unidade em referência passa gradualmente às sucessões suprajacentes do Grupo de Arda-Marofa (formações de Póvoa, Real e Sátão) através de intercalações metaquartzareníticas cada vez mais frequentes e espessas, passando a metaconglomerados, tal como foi observado nas serras da Freita, Arada e Caramulo, bem como em Sátão e norte de Arouca, entre outros locais (SILVA, 2005, processado).

A sucessão de fácies proximal ( $Ro_p$ ) foi aquela a que primeiro se denominou Formação de Rosmaninhal e foi caracterizada na região tipo homónima, a es-sudeste de Castelo Branco, a qual lhe emprestou o nome (Fig. 1 e Quadro 1) (SILVA *et al.*, 1988; ROMÃO, 1991a,b e 1994 ; SILVA, 1991).

Na área entre Ortiga, Fratel e o rio Ocesa ROMÃO (2000) subdividiu a sequência xisto-grauváquica terminal pelas unidades de Padrão-Silveira e Barragem de Fratel, considerando-as como fácies pelítico-clásticas, o que as aproxima da fácies proximal da unidade em apreço (Figs. 8e 9).

As litologias típicas da unidade exposta na região de Rosmaninhal distribuem-se por filitos com alternâncias de intercalações de metaconglomerados, metamicroconglomerados e metagrauvaques (Figs. 10 e 11) (ROMÃO, 1991a,b).

Poder-se-á admitir, em conclusão, que as sequências metapelítica (fácies distal) e metapelítico-conglomerática (fácies proximal) da Formação de Rosmaninhal teriam sido equivalentes laterais, em parte contemporâneas e/ou diacrónicas, com possíveis progradações e/ou acunhamentos de sedimentação entre si (SILVA, 2005, processado).

### 3 – GRUPO DO DOURO

#### 3.1 – GENERALIDADES

A metassequência turbidítica da sub-bacia do Grupo do Douro aflora desde Almeida e Miranda do Douro, no seu extremo leste, a Vila Real, Vila Nova de Paiva e Valongo, no seu extremo ocidental (Fig. 2 e Quadro 1).

A denominação de Grupo do Douro para esta grande sequência foi devida a SOUSA (1982), o qual a subdividiu pelas formações de Bateiras, Ervedosa do Douro, Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e São Domingos, no sentido da base para o topo.

Posteriormente SILVA & RIBEIRO (1985) detectaram, no extremo noroeste da área correspondente à carta geológica da Folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa), na escala 1/50.000, supostos carreamentos sin-sedimentares, de idade sarda (Fig. 12), que teriam levado à duplicação da sucessão do Grupo do Douro. Deste modo passaram-se a caracterizar duas sucessões. Uma, autóctone, constituída pelas formações de Bateiras e de Ervedosa do Douro, e, a outra, alóctone, englobando as formações de Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e São Domingos. Assim, as duas primeiras unidades desta última sucessão são equivalentes laterais das da primeira sucessão.

Mais tarde, na região da serra da Marofa, SOUSA (1989) caracterizou e definiu as formações de Ponte da Chinchela e de Excomungada-Ribeira do Colmeal, incluindo-as na sucessão do Grupo do Douro. A primeira unidade considerou-a equivalente da Formação de Bateiras, enquanto a segunda relacionou-a com as formações de Ervedosa do Douro, Rio Pinhão e Pinhão. Discordamos desta última correlação e excluímos esta segunda unidade do Grupo do Douro para a incluirmos no Grupo de Arda-Marofa (SILVA *et al.*, 1995; SILVA, 1998 e 2005, processado).

Em seguida SILVA & RIBEIRO (1990/1991) detectaram uma sucessão supostamente vulcanoclástica ácida, na área de Castelo Melhor, a que designaram Formação de São Gabriel, sobreposta à Formação de Desejosa e conotada com o suposto Tremadociano que, COKE *et al.* (2000) confirmaram ser constituída por níveis de metatufos e metatufitos ácidos e básicos alternando com metassiltitos e filitos.

Recentemente SILVA (2005, processado) excluiu da sequência do Grupo do Douro as sucessões das formações de Excomungada-Ribeira do Colmeal, Desejosa e São Domingos, passando-as a incluir na sequência do Grupo de Arda-Marofa, à qual juntou a Formação de São Gabriel, actualmente considerada maioritariamente do Câmbrico superior terminal e sendo constituída por metaturbiditos vulcanoclásticos distais, nos tramos basal e médio, e metarenitos no tramo superior.

## 3.2 – LITOLOGIA

### 3.2.1 – AUTÓCTONE

#### 3.2.1.1. – FORMAÇÃO DE BATEIRAS (Ba)

Esta sucessão, aflorante a oeste da falha da Vilariça (Fig. 2) e expondo-se em numerosas manchas no sentido de Vila Real, Pêso da Régua, Castelo de Paiva e Valongo, foi, assim, denominada por SOUSA (1982), após estudar o seu perfil tipo na área de Bateiras, designação esta que lhe emprestou o nome (Fig. 13).

Regra geral a sequência da Formação de Bateiras é constituída por dois membros. O Membro inferior evidencia alternância de filitos e metagrauvaques cinzentos com frequentes níveis de filitos grafitosos. O Membro superior apresenta-se constituído por filitos e metagrauvaques intercalando níveis de calcários, calcoxistos e calcossilicatadas. Metaconglomerados e metamicroconglomerados, de matriz calcossilicatada, também são frequentes, bem como *skarns* e corneamas na proximidade dos maciços granitóides variscos.

Na área mais ocidental da sub-bacia do Grupo do Douro, entre Tarouca, Vila Nova de Paiva e Valongo, passando por Alvarenga e Castelo de Paiva, a sucessão de Bateiras exhibe frequentes intercalações de metarenitos, quartzitos e metaconglomerados, conotando-a com uma fácies proximal em oposição às restantes exposições da bacia, a leste, relacionadas com uma fácies distal.

#### 3.2.1.2 – FORMAÇÃO DE ERVEDOSA DO DOURO (Er)

Esta unidade foi assim denominada e caracterizada por SOUSA (1982) após estudado e caracterizado o seu perfil tipo na área de Ervedosa do Douro, que lhe emprestou o nome (Fig. 14).

As suas numerosas exposições afloram a ocidente da falha da Vilariça, com prosseguimento até Valongo, a ocidente (Fig. 2).

Esta sucessão é essencialmente de natureza pelítica, constituída por filitos e quartzo-filitos cloríticos, de coloração esverdeada, com certa frequência de níveis intercalados de filitos com magnetite e pirite. Localmente, esta sequência intercala bancadas de metagrauvaques e

metaquartzovaques de modo subordinado, correspondendo à sua fácies distal. Porém, entre Arouca, Vila Nova de Paiva, Alvarenga, Espiúncas, Castelo de Paiva e Valongo a sucessão é de natureza pelítico-clástica, em que os filitos intercalam espessos níveis de metarenitos, quartzitos impuros e metaconglomerados, conotando a sequência com uma fácies proximal. A ocidente do Sulco Dúrico-Beirão as litologias ali presentes, embora semelhantes às desta fácies proximal da Formação de Ervedosa do Douro, foram incluídas nas da Formação de Póvoa, integrante do Grupo de Arda-Marofa (SILVA, 2005, processado).

### 3.2.2 – ALÓCTONE

#### 3.2.2.1 – FORMAÇÃO DE RIO PINHÃO (Ri)

Esta sucessão foi assim denominada e caracterizada por Sousa (1982) segundo o seu perfil tipo na região de Rio Pinhão, a qual lhe emprestou o nome (Figs. 2 e 15).

Esta unidade é equivalente lateral da Formação de Bateiras (SILVA & RIBEIRO, 1985), bem como da Formação de Ponte da Chinchela (SOUSA, 1989; SILVA, 1998).

Suas exposições são bastante frequentes desde a fronteira com Espanha até às regiões de Vila Real e Pêso da Régua (Fig. 2).

Suas litologias são semelhantes às da Formação de Bateiras, correspondendo, no entanto, a uma fácies mais proximal. São, assim, distribuídas por metagrauvaques, filitos cloríticos e filitos grafitosos no tramo inferior e metaconglomerados de matriz calcossilicática ou calcária, filitos, metagrauvaques, calcários, calcoxistos e calcossilicatadas ou corneanas no Membro superior.

#### 3.2.2.2 – FORMAÇÃO DE PINHÃO (Pi)

Esta unidade litostratigráfica foi caracterizada e assim denominada por SOUSA (1982) após o estudo do seu perfil tipo na região de Pinhão que lhe emprestou o nome (Figs. 2 e 16).

Esta sucessão é equivalente lateral da Formação de Ervedosa do Douro antes descrita (SILVA & RIBEIRO, 1985). Por outro lado corresponde à Formação de Filitos e Metagrauvaques expostos na região de Miranda do Douro (PEREIRA, coord., 2000).

Suas exposições distribuem-se por numerosas manchas desde as proximidades dos vales dos rios Douro e Águeda até às regiões de Pêso da Régua e Vila Real (Fig. 2).

Esta sequência caracteriza-se por uma ritmicidade, tal como na Formação de Ervedosa do Douro, constituída pela alternância de leitos pelíticos (filitos e quartzo-filitos cloríticos esverdeados) e psamíticos (metagrauvaques e metaquartzovaques). Níveis de filitos cloríticos mais esverdeados com magnetite e pirite ocorrem com frequência.

A passagem destas unidades, equivalentes laterais entre si, às sucessões suprajacentes, já pertencentes ao Grupo de Arda-Marofa, processa-se por transição gradual ou por progradação da sedimentação, quando surgem ambientes deposicionais distintos. Estes, por vezes, ocorreram ainda antes da deposição inicial das sucessões pelíticas das formações de Rosmaninhal (fácies distal), Ervedosa do Douro e Pinhão, conforme observações efectuadas nas áreas das serras do Caramulo, Freita, Arada e Marofa, entre outros locais, contribuindo, por tal razão, para a ausência das suas exposições.

## **4 – GRUPO DE ARDA-MAROFA**

### **4.1 - GENERALIDADES**

A denominação em epígrafe, devida a SILVA *et al.* (1995), inclui várias unidades litostratigráficas que apresentam características litofaciais semelhantes entre si, sendo habitualmente as suas litologias designadas, de modo geral, *por xistos listrados*. Estas sequências culminam o preenchimento da bacia xisto-grauváquica. Sobre estas, em regra, a sucessão ordovícica sobrepôs-se, em discordância angular, o mesmo tendo sucedido sobre as sucessões dos grupos das Beiras e do Douro, quando aquelas estão ausentes (Fig. 3 e Quadro 1).

Todas as sequências do Grupo de Arda-Marofa se depositaram em condições ambientais de plataforma siliciclástica com forte subsidência e, em geral, submetida a períodos meteorológicos calmos e tempestuosos intermitentes, com características regressivas e progradantes, salvo a sucessão da Formação de Desejosa e as secções média e inferior da Formação de São Gabriel, as quais se consideram constituídas por turbiditos clássicos distais e turbiditos vulcanoclásticos distais, respectivamente (SILVA, 2005, processado). Assim, a deposição em condições de correntes de turbidêz de ondas modificadas (turbiditos de ondas modificadas) geradas por tempestades, originaram fluxos combinados que se sobrepuseram a fluxos conduzidos por forças de gravidade. Desse modo proporcionaram a génese de depósitos de tempestitos, caracterizados pela sua estratificação entrecruzada de tipo *hummocky*, entre outras estruturas primárias, tal como sucedeu noutras sucessões doutros continentes, conforme constatado na

sequência da Formação de Starshot (Grupo de Byrd) do Câmbrio da Antártica (MYRROW *et al.*, 2002).

Inicialmente a sucessão do Grupo de Arda-Marofa (SILVA *et al.*, 1995) incluía apenas as formações de Póvoa-Sátão e de Excomungada-Ribeira do Colmeal (SOUSA, 1989).

Na região entre Sátão, Penalva do Castelo e Matança GONÇALVES *et al.* (1990) consideraram as sequências xisto-grauváquicas distribuídas pela Formação de Sátão-Penalva, de idade câmbria, e pelo Ordovícico (Lanvirniano-Landeiliano), este último exposto na mancha de Matança. SILVA (2005, processado) considerou estes metassedimentos, com exclusão do Arenigiano de Matela e Matança, distribuídos pelas formações de Sátão e Real. Por outro lado desdobrou a citada Formação de Póvoa-Sátão em duas unidades (formações de Póvoa e Sátão).

Na área de São Paio do Mondego a Formação de Póvoa inclui os três conjuntos litológicos de PONTE & PEREIRA (1991 e 2003), bem como os *grés quartzíticos* e *xistos e grauvaques* de TEIXEIRA & MARTINS (1959).

Na região desde a serra do Caramulo aos rios Mondego e Alva MEDINA (1996) distribuiu a sucessão xisto-grauváquica pelas unidades I, II, III e IV integradas no Grupo das Beiras. Ora parte das unidades I e II e totalmente as unidades III e IV passaram a fazer parte da Formação de Póvoa-Sátão (SILVA *et al.*, 1995) e, actualmente, da Formação de Póvoa (SILVA, 2005, processado).

Na região de Miranda do Douro a Formação de Filitos Laminados (PEREIRA, coord., 2000) corresponde ou é equivalente à Formação de Desejosa.

Ultimamente SILVA (2005, processado) considerou a sucessão do Grupo de Arda-Marofa distribuída pelas formações de Póvoa, Real, Sátão, Excomungada-Ribeira do Colmeal, Queiriga, Desejosa, São Gabriel e São Domingos (Fig. 3).

## 4.2 – LITOLOGIA

### 4.2.1 – FORMAÇÃO DE PÓVOA

A denominação desta unidade foi devida ao facto da área tipo das exposições desta sequência ocorrer na região de Póvoa, que lhe emprestou o nome, e do seu desdobramento a partir da Formação de Póvoa-Sátão (SILVA *et al.*, 1995 ; SILVA, 2005, processado). Contudo os seus perfis tipo que foram considerados melhores são os das áreas de São Paio (Barragem da Agueira) e

de Sarzedo (Arganil), devidos a MEDINA (1996) e MEDINA *et al.* (1998), respectivamente (Figs. 17 e 18).

A sucessão da Formação de Póvoa (SILVA, 2005, processado) aflora desde Arganil a Águeda, e, ainda, nas serras do Caramulo, da Freita e de Arada, bem como a norte e noroeste de Arouca, no sentido de Gondomar, Póvoa de Varzim, Viana do Castelo e Caminha. Pontualmente também exhibe exposições a nordeste de Viseu, em Cota (Fig. 3 e Quadro 1).

Esta unidade é constituída por filitos cloríticos com intercalações de metaquartzarenitos, quartzitos impuros, metamicroconglomerados e metaconglomerados, entre outras litologias clásticas como metassiltitos e metarcoses. Metarenitos vulcânicos também foram detectados na área de Mortágua (MEDINA, 1996). A norte e noroeste de Arouca esta unidade, que se sobrepõe às litologias pelíticas das formações de Ervedosa do Douro e de Rosmaninhal ( fácies distal), é, centralmente, constituída por espessas bancadas metaconglomeráticas. As progradações que levaram à deposição desta sucessão ocorreram mais precocemente entre Castanheira do Vouga (Águeda) e Boialvo (Mortágua), onde a sucessão terminal da Formação de Malpica do Tejo indiferenciada lhe deu passagem antes de ultimar toda a sua deposição, enquanto a sequência da Formação de Rosmaninhal (facies distal) foi puramente substituída também a noroeste de Mortágua.

As condições de sedimentação desta sucessão teriam ocorrido em bacias marginais do tipo *pull apart*, muito subsidentes e controladas pela tectónica, eustatismo e vulcanismo tal como parece ter ocorrido entre a serra do Caramulo e Arganil (MEDINA, 1996)

#### 4.2.2 – FORMAÇÃO DE REAL (Re)

Esta sequência deve o seu nome à povoação homónima, situada a sudeste de Penalva do Castelo, onde afloram as suas litologias mais características, entre outros locais (SILVA, 2005, processado).

Esta sucessão distribui-se desde a área de Barreiro de Besteiros (Tojosa-Corveira) às de Tourais (noroeste de Seia) e Maceira, passando pelas de Nandufe (norte de Tondela) e de Vila Ruiva (sul de Mangualde) (Fig. 3 e Quadro 1).

As suas litologias sobrepõem-se às das formações de Malpica do Tejo indiferenciada e de Rosmaninhal ( fácies distal), consequência de progradação do seu ambiente deposicional, em raros locais, pois a maioria das suas exposições são confinadas pelos granitóides variscos que as deformaram e migmatizaram localmente.

Filitos e quartzo-filitos cloríticos e micaxistos micáceos intercalando metassiltitos micáceos, metarenitos micáceos, quartzitos micáceos, metamicroconglomerados, raros metagrauvaques e corneanas pelíticas, quartzofeldspáticas e pneumatolíticas são as suas litologias mais frequentes, ocorrendo muito deformadas, metamorfizadas e, localmente, migmatizadas.

#### 4.2.3 – FORMAÇÃO DE SÁTÃO (Sa)

A designação desta unidade, tal como as das anteriores e de algumas das seguintes formações, resultou do desmembramento da Formação de Póvoa-Sátão (SILVA *et al.*, 1995). As suas melhores exposições ocorrem na mancha de Sátão, a qual lhe emprestou o nome (SILVA, 2005, processado), bem como a sul, nas áreas de Rio de Moinhos e Penalva do Castelo (Fig. 3 e Quadro 1).

Suas litologias mais características distribuem-se por alternâncias de metapelitos micáceos, filitos grafitosos, quartzitos micáceos e/ou metarenitos micáceos e, ainda, calcários metamórficos impuros (mármore diopsídicos), ora carbonáticos dolomíticos (?), ora siliciosos, carbonosos (?) ou manganésíferos (?) e calcossilicáticos. Xistos tremolíticos também se associam, tal como quartzoconglomerados e metamicroconglomerados a norte de Sátão, junto ao rio Vouga (SCHERMERHORN, 1956). Gnaisses, gnaisses migmatíticos e micaxistos de duas micas afloram junto ao contacto com os granitóides variscos. Na mancha de Rio de Moinhos são frequentes os micaxistos alternando ou passando a corneamas calcossilicáticas e escarnitos (PINTO, 1978).

#### 4.2.4 – FORMAÇÃO DE EXCOMUNGADA-RIBEIRA DO COLMEAL (Ex)

Esta sequência, assim denominada por SOUSA (1989), deve o seu nome à toponímia da região da serra da Marofa, a norte da Ponte da Chinchela sobre o rio Côa (fig. 3 e Quadro 1), onde descreveu o seu perfil tipo.

As exposições da unidade em referência distribuem-se pelo flanco sul do sinclínio da serra da Marofa, desde as proximidades de Trancoso até ao rio Águeda, com prosseguimento, a leste, para Espanha. Mais para sul-sudeste também afloram em algumas manchas isoladas no seio dos granitóides variscos nas regiões de Avelãs de Ambom, Lamegal, Safurdão, Albardo e Cerdeira.

Esta sequência pelítico-clástica sobrepõe-se, por progradação sedimentar, sobre a Formação de Rio Pinhão ou de Ponte da Chinchela, a ocidente de Bizarril (norte de Pinhel), ou sobre a

Formação de Pinhão, a leste daquela povoação, até Espanha. Houve, pois, uma lacuna de sedimentação e acunhamento, de leste para oeste. Deste modo esta unidade é equivalente lateral da Formação de Pinhão (Grupo do Douro), quando esta está ausente, e da Formação de Desejosa (Grupo de Arda-Marofa), a seguir descrita (Fig. 19) (SILVA, 1998 e 2005, processado). Porém, SOUSA (1989) correlacionou esta unidade com as formações de Ervedosa do Douro, Rio Pinhão e Pinhão.

As suas litologias mais representativas distribuem-se por filitos cloríticos, de cor cinzenta a esverdeada, intercalando frequentes bancadas, às vezes de espessura decamétrica, de metassiltitos, metarenitos, quartzitos impuros e metaconglomerados. Estes últimos, associados com metarenitos, apresentam alinhamentos de espessura hectométrica que se salientam morfológicamente, devido à erosão diferencial em relação às rochas metapelíticas encaixantes. Também, nalguns locais, afloram filitos grafitosos, bem como brechas calcárias e, ainda, metagrauvaques feldspáticos e quartzo-feldspáticos, metaquartzovaques e metamicroconglomerados líticos. A norte do sinclínio da serra da Marofa as manchas migmatíticas ali presentes, de paleossoma à base de micaxistos micáceos e outros metassedimentos, nem sempre correspondem apenas a esta sucessão migmatizada, tal como sucede com os frequentes migmatitos granitóides homogéneos, considerados mais antigos (SILVA, 1998 e 2005, processado).

#### 4.2.5 – FORMAÇÃO DE QUEIRIGA (Qu)

A formação em epígrafe deve o seu nome à povoação homónima, onde se inserem as suas litologias mais representativas (SILVA, 2005, processado), sendo correlacionável com a Formação de Desejosa.

As suas exposições distribuem-se pelas manchas de Queiriga e de Lazarim-Várzea da Serra (Tarouca), sobrepondo-se às litologias da Formação de Ervedosa do Douro ( fácies proximal), no extremo sudoeste da sub-bacia do Grupo do Douro (Fig. 3).

Esta unidade é, pois, constituída por filitos cloríticos de tonalidade cinzenta, de tendência esverdeada, intercalando metassiltitos, metarenitos e metaconglomerados. Na área de Queiriga as intercalações quartzoareníticas cada vez mais espessas, no sentido do topo, passam superiormente a metaconglomerados ao precederem a base do Ordovícico. Aqui, a Formação de Queiriga distribui-se, assim, por dois membros: o superior, conglomerático, e, o inferior, pelítico-quartzoarenítico. Na mancha de Lazarim-Várzea da Serra as rochas encontram-se muito deformadas e alteradas. Predominam, aqui, os metassiltitos micáceos, metarenitos micáceos, quartzitos micáceos e micaxistos micáceos, correspondendo ao Membro inferior na mancha de Queiriga.

#### 4.2.6 – FORMAÇÃO DE DESEJOSA (De)

A unidade em apreço deve o seu nome à povoação homónima, conforme denominado por SOUSA (1982), onde estudou o seu perfil tipo e definiu as suas características litostratigráficas (Fig. 20).

Embora sendo constituída pelos designados turbiditos clássicos transferiu-se esta unidade para a sucessão do Grupo de Arda-Marofa (SILVA, 2005, processado) devido ao seu típico listramento constante (*xistos listrados*), consequência de uma ritmicidade com conotações regressivas.

As suas litologias correlacionam-se ou equivalem, parcialmente, às da Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal (Fig. 19) e às da Formação de Filitos Laminados de Miranda do Douro (PEREIRA, coord., 2000).

A Formação de Desejosa aflora desde a fronteira com Espanha até às regiões de Vila Real e Pêso da Régua, em numerosas manchas, em especial nas zonas centrais de sinclínios ou sinclinais (Fig. 3).

Litostratigraficamente esta unidade é constituída por uma alternância de filitos cloríticos, de cor cinzenta escura, metapsamitos (metagrauvaques e metassiltitos), calcossilicatadas, epidiositos e, raramente, calcários. À associação frequente de calcossilicatadas, de coloração típica cinzenta azulada, foi denominada litofácies *Santo Xisto* por PINTO & SOUSA (1988). Estas exposições são frequentes, em especial entre Almendra, Barca de Alva e Quinta do Mosteiro, entre outros locais (SILVA & RIBEIRO, 1990/1991 e 1990/1994). A norte de Freixo de Espada-à-Cinta (Capela dos Montes Ermos) ocorrem filitos grafitosos mosqueados pelo metamorfismo com a presença de fosforite, tendo estas rochas perdido o seu listramento típico.

Na área entre Poiares e Torre de Moncorvo a sucessão terminal da Formação de Desejosa evidencia, no sentido do topo, bancadas metapsamíticas cada vez mais grosseiras, ascendendo a meio metro de espessura. Por outro lado nesta mesma secção terminal foram encontradas trilobites, embora muito deformadas, na área de Açoreira, próximo de Torre de Moncorvo (REBELO, 1983/1985).

#### 4.2.7 – FORMAÇÃO DE SÃO GABRIEL (Ga)

A designação desta sequência resultou das suas principais e melhores exposições ocorrerem por baixo da Capela de São Gabriel, contiguamente a Castelo Melhor e próximo de Vila Nova de Foz Côa, a qual lhe emprestou o nome (SILVA & RIBEIRO, 1990/1991). O seu perfil tipo, aqui referido (Fig. 21), foi devido a COKE *et al.* (2000).

Esta sequência ocorre nalgumas manchas de pouca expressão na região de Castelo Melhor e, ainda, numa mancha, quase residual, a nordeste de Barca de Alva (Fig. 3).

Esta unidade foi, inicialmente, interpretada como uma sucessão de idade tremadociana, supostamente de natureza vulcanoclástica ácida (SILVA & RIBEIRO, 1990/1991). Mais tarde COKE *et al.* (2000) concluíram que se tratava, fundamentalmente, de metatufos e metatufitos ácidos e básicos depositados em alternância com metapelitos e/ou metassiltitos e material vulcano-sedimentar nos seus tramos médio-inferiores, enquanto metassiltitos, metarenitos e quartzitos pontuavam no tramo superior terminal.

SILVA (2005, processado) considerou as secções inferior e média constituídas por metaturbiditos vulcanoclásticos distais, ainda de idade câmbrica terminal, a que se sobrepôs o tramo ou membro superior constituído por metassiltitos e metarenitos, estes supostamente depositados já em tempos tremadocianos

A passagem dos designados *xistos listrados*, de cor cinzenta escura, da Formação de Desejosa, anteriormente descrita, processou-se gradualmente e em continuidade, nas mesmas condições ambientais distais, apenas passando a uma deposição de tufos e tufitos esbranquiçados alternando com filitos e metassiltitos em finos níveis bastante claros com tonalidades avermelhadas.

#### 4.2.8 – FORMAÇÃO DE SÃO DOMINGOS (Do)

A denominação desta unidade deve o seu nome ao vértice geodésico de São Domingos que lhe emprestou o nome, situado na região de Castanheiro do Sul, precisamente a oes-sudoeste de São João da Pesqueira, conforme estudado o seu perfil tipo (Fig. 22) por SOUSA (1982).

Esta sucessão sobrepõe-se à da Formação de Desejosa ao longo da zona central do sinclinal de Penascal-São Domingos-Castanheiro do Sul (Fig. 3), onde os designados *xistos listrados* subjacentes passam a bancadas metapelíticas com finos níveis quartzoareníticos que, a pouco e pouco, se vão tornando mais espessos até passarem a intercalações conglomeráticas métricas, para o topo (SOUSA, 1982; SOUSA & SEQUEIRA, 1987/1989).

## 5 – DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

### 5.1 – DEFORMAÇÃO DA FASE SARDA

A espessa sucessão do Supergrupo Dúrico-Beirão foi depositada durante o desenvolvimento da designada Fase Sarda, conforme denominada por LOTZE (1956), ocorrida entre os finais do Neoproterozóico e inícios do Paleozóico. Esta deformação foi consequência da inversão de um aulacógeno em regime de transpressão dextra (SILVA & RIBEIRO, 1985; ROMÃO & RIBEIRO, 1992). Contudo, actualmente, esta bacia xisto-grauváquica não parece ter evoluído através dessa inversão de um aulacógeno, pois não teria passado da fase de rifteamento intracratónico (Romão, 2000).

A deformação da Fase Sarda teria sido bastante suave na área da sub-bacia do Grupo do Douro, enquanto na da sub-bacia do Grupo das Beiras, em especial nos extremos sul e sudoeste da Zona Centro-Ibérica, teria sido muito intensa.

Carreamentos sin-sedimentares sardos teriam sido frequentes em toda a bacia, embora tivessem sido detectados apenas pontualmente. Por outro lado originaram-se dobras em caixa ou *box-fold* (RAMSAY & HUBER, 1987), sob a forma de *Grabens* e *Hortzs*.

Durante o desenvolvimento da deformação da Fase Sarda as citadas dobras em caixa evidenciam os seus eixos orientados geralmente segundo SW-NE. Tal deformação não foi acompanhada de xistosidade de plano axial.

### 5.2 – DEFORMAÇÃO DO CICLO VARISCO

Durante a deformação varisca, ocorrida entre o Devónico médio a superior e o Pérmico (RIBEIRO, 1974), a sucessão xisto-grauváquica foi submetida a três fases de deformação compressivas principais ( $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$ ), sempre acompanhadas de xistosidade de plano axial.

Na primeira fase foram geradas dobras acompanhadas de xistosidade de plano axial com orientação geral segundo WNW-ESE a NW-SE. Cisalhamentos dúcteis a semi-dúcteis e metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes processaram-se concomitantemente. Esta fase de deformação na sub-bacia do Grupo do Douro desenvolveu-se de acordo com o elipsóide de deformação em a, enquanto na sub-bacia do Grupo das Beiras funcionou a deformação em b. Na transição entre as fases de deformação  $D_1$  e  $D_2$  e durante esta última, processaram-se os cavalgamentos do Sulco Dúrico-Beirão e a Zona Centro-Ibérica no contacto com a Zona de Ossa-Morena, no sentido ENE-WSW, entre o Porto e a serra da Lousã, ou no sentido SW-NE, entre Tomar e Gavião.

A deformação da fase D<sub>3</sub> foi principalmente responsável pelas grandes intrusões granitóides que geraram intenso metamorfismo de contacto numa auréola de dimensão quilométrica.

Após estas deformações ocorreu uma deformação tardia varisca que foi responsável pelos numerosos cisalhamentos, principalmente de orientação NNE-SSW, de desligamento esquerdo, muitos dos quais são ainda actualmente activos, consequência da deformação do Ciclo Alpino.

### 5.3 – METAMORFISMO

Durante a deformação varisca ocorreram metamorfismo regional e metamorfismo de contacto.

O primeiro, em geral, ascendeu à fácies dos xistos verdes, englobando as sub-zonas da biotite e da clorite. Contudo, ocorreram também, embora com menos frequência, as zonas da estauroлите, da andaluzite, da silimanite, da estauroлите-andaluzite-distena, da estauroлите-*andaluzite*-distena-silimanite e da andaluzite-cordierite, conforme referiram SCHERMERHORN (1956), VALLE AGUADO *et al.* (1993), SILVA & RIBEIRO (1990/1991 e 1990/1994) e ACCIAIOLI & MUNHÁ (1998) para as regiões de Castro Daire, Sátão, serras da Freita e de Arada, Vila Nova de Foz Côa e Freixo de Espada-à-Cinta.

O metamorfismo de contacto ocorre nas rochas xisto-grauváquicas encaixando os maciços granitóides variscos. Conforme a natureza dos metassedimentos assim os minerais do metamorfismo podem variar. Deste modo podem ocorrer corneanas com andaluzite, cordierite e silimanite numas zonas, enquanto noutras zonas aflorarem micaxistos biotíticos com granada.

O metamorfismo de contacto atingiu o grau médio, tendo-se sobreposto ao metamorfismo regional durante a terceira fase de deformação D<sub>3</sub> varisca. A zona da andaluzite-silimanite-cordierite corresponde à cintura interna do metamorfismo de contacto.

## 6 – CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS E CRONOESTRATIGRÁFICAS

A extensa bacia, onde se depositou a actual sucessão xisto-grauváquica do Supergrupo Dúrico-Beirão, em Portugal, bem como as correspondentes sequências, em Espanha, distribui-se pelo Autóctone da Zona Centro-Ibérica, de acordo com as divisões paleogeográficas e tectónicas do Maciço Hespérico (Fig. 23) (JULIVERT *et al.*, 1974).

A oes-sudoeste e sul-sudoeste da Zona Centro-Ibérica ocorre, contiguamente, a Zona de Ossa-Morena. Estas duas zonas paleogeográficas e tectónicas foram amalgamadas no Ciclo Cadomiano e evoluíram conjuntamente no Ciclo Varisco (RIBEIRO *et al.*, 1987).

A passagem entre os ciclos Cadomiano e Varisco, no Neoproterozóico-Eopaleozóico, obedeceu a um regime transtensivo, favorecendo o desenvolvimento de uma bacia marginal tardicadomiana que, por sua vez, levou à individualização progressiva da microplaca armórica, destacada do Gondwana (COGNÉ, 1990). Foram nestes domínios que se acumularam as sequências turbidíticas, entre outras, ao contrário das sequências de plataforma desenvolvidas a nordeste, nas zonas Cantábrica e Astúrio-ocidental Leonesa, e a sudoeste, na Zona de Ossa-Morena.

NANCE *et al.* (1991) consideraram que a evolução tectono-sedimentar da cadeia orogénica Avalónico-Cadomiana decorreu entre cerca de 700 e 540 M.a. , registando a transição de um regime de arco magmático extensional, no final do Precâmbrico, para um ambiente de plataforma estável no início do Paleozóico.

O Ciclo de Wilson Caledoniano esteve relacionado com a abertura e fecho do Oceano Iapetus, enquanto o Ciclo de Wilson Varisco se relacionou com a abertura e fecho do Oceano Proto-Tethys (PERROUD *et al.*, 1984). Deste modo, este primitivo Oceano Iapetus, no caso da sedimentação xisto-grauváquica, poderia ser considerado uma bacia marginal, em parte epicontinental, quer em relação ao Gondwana, durante o Ciclo Pan-Africano, quer em relação à Laurásia, durante o Ciclo Caledoniano

A sequência xisto-grauváquica, na sua maioria constituída por turbiditos distais e proximais clássicos e/ou turbiditos de ondas modificadas, repousa, em discordância angular, sobre a sucessão precâmbrica da *Série Negra*, em Portugal, ou *Formación de Tentudía*, em Espanha, ainda presentes na Zona de Ossa-Morena (TEIXEIRA, 1981).

A sucessão xisto-grauváquica, quer em Portugal (Supergrupo Dúrico-Beirão) quer em Espanha, encontra-se capeada, em discordância angular, pela sequência do Ordovício.

Em Espanha as sequências carbonáticas da região de Salamanca evidenciaram a presença de archeatiatos e trilobites, datados do Câmbrio inferior (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTINEZ GARCIA, 1972). Na área de Castelo Melhor a sequência xisto-grauváquica culmina pela Formação de São Gabriel, onde os seus tramos inferior e médio são constituídos por turbiditos vulcanoclásticos distais, precedendo os metarenitos da mesma unidade e os quartzitos armoricanos, o que os conota com o Câmbrio terminal. Tanto a Formação de Tamames como parte das *Pizarras del Pusa*, culminando a sucessão do Grupo de Rio Huso, e a Formação de Azorejo, sobreposta à anterior unidade, em Espanha, são considerados do Câmbrio inferior (DIEZ BALDA, 1982; PERCONIG *et al.* , 1983; SAN JOSÉ *et al.*, 1992; PALACIOS & VIDAL, 1996).

As sucessões basais das unidades dos grupos das Beiras e do Douro são supostas do Neoproterozóico terminal, apesar da recente descoberta de uma trilobite na sequência da

Formação de Malpica do Tejo (ROMÃO/ESPERANCINHA, Inf. pes., 2004). Porém as suas sucessões superiores poderão ascender ao Câmbrico inferior a médio, no caso do Grupo do Douro, e do Ediacariano terminal ao Câmbrico inferior, relativamente ao Grupo das Beiras.

A deposição da sucessão do Supergrupo Dúrico-Beirão processou-se numa bacia de acordo com a sua estruturação em blocos, tipo *Grabens e Horts*, consequência de uma tectónica gravitacional ou distensiva, conforme o modelo de bacias do tipo *pull-apart*. O desenvolvimento da sedimentação ocorreu nas sub-bacias do Grupo das Beiras, do Douro e de Arda-Marofa, com características bem diferenciadas. A deposição na sub-bacia do Grupo das Beiras teria ocorrido mais precocemente, tendo o seu depocentro migrado de sudoeste a sul em direcção a nordeste a norte.

A sul, sudoeste e oeste os terrenos emersos da Zona de Ossa-Morena forneceram os sedimentos da sucessão do Grupo das Beiras. Porém, a sucessão do Grupo do Douro teria recebido sedimentos das zonas Cantábrica e Oeste-Asturiana, correspondendo a outras massas continentais emersas, cujas litologias originais são diferentes das daquelas, quer na composição quer na coloração.

As sequências do Grupo de Arda-Marofa que, por um lado, se sobrepõem às das anteriores sucessões, e, por outro lado, transicionam por progradações sedimentares frequentes a partir daquelas, originaram-se em ambientes deposicionais geralmente distintos. Assim, nas sucessões dos grupos das Beiras e do Douro constatou-se que são constituídas por turbiditos distais e proximais clássicos depositados em condições abissais e/ou de talude, enquanto as sequências do Grupo de Ard-Marofa se depositaram geralmente em condições de plataforma siliciclástica de rápida subsidência e fraca profundidade submetida periodicamente a tempestades. Deste modo predominam nestas últimas sucessões os turbiditos de ondas modificadas. Contudo, ainda ocorrem nas litologias das formações de Desejosa e de São Gabriel turbiditos distais clássicos e turbiditos vulcanoclásticos distais, respectivamente.

As fácies de sedimentação relacionam-se sempre com as litologias observadas em toda a bacia xisto-grauváquica. Assim, as bancadas grosseiras e espessas parecem ser consequência do designado *fan* do canal alimentador, enquanto na planície batial se depositam pelitos e turbiditos clássicos. O que se tem observado com muita frequência nos extremos oeste da sub-bacia do Grupo do Douro e oes-noroeste da sub-bacia do Grupo de Arda-Marofa (Figs. 2 e 3), entre Vila Nova de Paiva, Castelo de Paiva, rio Arda (Arouca), Gondomar, Póvoa do Varzim, Viana do Castelo e Caminha parece relacionar-se com ambientes deposicionais deltaicos (flúvio-deltaicos) que preencheram progressivamente um *fan* submarino em áreas próximo de talude. Este facto, ocorrido durante a sedimentação das formações de Póvoa e, supostamente Bateiras (?) e Ervedosa do Douro (?), parece ter correspondência com a sedimentação da Formação de Rosmanihal (fácies proximal), a es-sudeste do rio Ponsul, entre o sinclínio de Penha Garcia e o rio Tejo. As espessas intercalações metarenítico-conglomeráticas, constatadas na região sul e

sudeste da serra da Marofa, no seio de metapelitos, relacionadas com a Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal, evidenciam um ambiente deposicional misto, com períodos calmos e turbulentos alternantes. O mesmo sucedeu entre Arganil e a serra do Caramulo, na mesma sucessão da Formação de Póvoa, nas exposições do seu extremo sul-sudeste, considerada depositada numa bacia marginal do tipo *pull-apart*, isto é, em plataforma siliciclástica externa muito subsidente, submetida a períodos intermitentes de tempestades. Assim, as bancadas metarenítico-quartzíticas representam conjuntos de barras depositadas em ambiente de transição *nearshore/offshore* proximal, submetido à acção da ondulação e das tempestades (MEDINA, 1996; MEDINA *et al.*, 1998).

A norte, noroeste e oes-noroeste de Arouca constatou-se a interdigitação da deposição das sucessões terminais das sub-bacias dos grupos das Beiras e do Douro, a que se sobrepõe a sucessão da Formação de Póvoa. Neste contexto conclui-se que as sequências terminais dos grupos das Beiras e do Douro resultaram do acarreo de sedimentos da mesma fonte e idêntica contemporaneidade, supostamente já durante o Câmbrico inferior, ou mesmo Câmbrico inferior a médio.

A sequência da Formação de Sátão apresenta aspectos litofaciais algo semelhantes aos da Formação de Desejosa, com listramento característico, com intercalações alternantes de filitos, metagrauvaques, calcários, calcossilicatadas, calco-xistos e filitos grafitosos.

A sedimentação turbidítica da Formação de Desejosa parece ter continuidade na maior parte da sucessão da Formação de São Gabriel, em especial nos tramos inferior e médio desta última unidade, onde a sedimentação foi acompanhada da deposição de rochas vulcanoclásticas ácidas e básicas (tufos e tufitos) em condições distais, gerando, assim, os designados turbiditos vulcanoclásticos distais em tempos câmbricos terminais (SILVA, 2005, processado).

O episódio de curta transtensão da Fase Sarda no seio de um regime extensional mais longo, no Paleozóico inferior, já dentro do Ciclo Varisco (LEFORT & RIBEIRO, 1980), contribuiu para a génese de carreamentos sin-sedimentares, conforme constatado na área da Capela da Senhora do Viso, próximo de São João da Pesqueira (SILVA & RIBEIRO, 1985).

A sedimentação xisto-grauváquica na Formação de Malpica do Tejo, na influência mais directa do rio Tejo, entre Vila de Rei, Envendos, Rosmaninhal e Monfortinho, constitui uma sucessão negativa, enquanto a norte, até à serra da Estrela e Arouca, se comportou, de modo generalizado, como uma sucessão positiva. Caracterizam-se, assim, comportamentos regressivos e transgressivos generalizados nas zonas basais desta sub-bacia. Para o topo da sequência do Grupo das Beiras processaram-se, em toda a sua sub-bacia, comportamentos transgressivos generalizados.

A sedimentação na sub-bacia do Grupo do Douro desenvolveu-se, até findar a deposição das formações de Ervedosa do Douro e de Pinhão, em condições de transgressão generalizada. No entanto, no seu extremo ocidental, entre Vila Nova de Paiva e Valongo, a sedimentação processou-se em condições ambientais muito instáveis, com comportamento de natureza regressiva bastante turbulenta.

Ao iniciar-se a deposição das sequências listradas metapelítico-psamítica da Formação de Desejosa passando a metapelítico-vulcanoclástica da Formação de São Gabriel e metapelítico-quartzarenítico-conglomerática das formações de Póvoa e Excomungada-Ribeira do Colmeal, entre outras, incluídas na sucessão do Grupo de Arda-Marofa, inverteram-se as condições ambientais, passando-se a uma regressão generalizada em toda esta sub-bacia. Assim, enquanto nalguns casos houve deposição em condições distais (turbiditos distais clássicos e turbiditos vulcanoclásticos distais), na maioria dos casos houve progradações frequentes e deposições em plataforma siliciclástica, em regra muito subsidente, submetida a períodos intermitentes calmos e de tempestades, propícios à génese de turbiditos de ondas modificadas.

A evolução da bacia, conforme citado anteriormente, processou-se durante um amplo espaço de tempo, entre o Neoproterozóico terminal (Ediacariano) e o Paleozóico inferior (Câmbrico superior). Contudo, em Portugal, os elementos paleontológicos são muito escassos e insatisfatórios para definir períodos de tempo com rigor. Na sucessão da Formação de Pinhão, exposta na região de Alijó, SOUSA (1982) detectou pistas fósseis (*Planolites* ?) na base das bancadas de metaquartzozoaques associados ao conjunto inferior com magnetite. Trilobites muito deformadas foram encontradas nas proximidades de Torre de Moncorvo (REBELO, 1983/1985), na Formação de Desejosa, permitindo apenas conotá-la com o Câmbrico.

Na região entre Salvaterra do Extremo e Monfortinho SEQUEIRA (1991) encontrou acritarcos na sucessão da Formação de Cabeço das Pôpas, equivalente da Formação de Rosmaninhal ( fácies proximal), os quais evidenciam idade do Neoproterozóico terminal (Ediacariano). Recentemente foi detectada uma trilobite na sucessão suposta basal da Formação de Malpica do Tejo, entre Sobreira Formosa e o sinclínório de Mação-Amêndoa (ROMÃO/ESPERANCINHA, Inf. oral, 2004), o que vem levantar importantes problemas cronoestratigráficos. Na mesma região envolvente do anterior sinclínório Romão (2000) detectou a presença de Vendoténias na sucessão da Formação de Malpica do Tejo, as quais indicam uma idade oscilando entre o Ediacariano médio a superior e o Câmbrico inferior.

Fósseis identificados como *Phycodes* ? n. sp. e *Planolites ichnosp.* (GÁMEZ-VINTANED, Com. oral, 1995, in MEDINA, 1996) encontrados na sucessão da Formação de Póvoa, exposta na área da confluência dos rios Mondego e Alva, são indicativos do Ediacariano médio a superior.

## 7 – CORRELAÇÃO ENTRE AS SUCESSÕES XISTO-GRAUVÁQUICAS NA ZONA CENTRO-IBÉRICA, EM PORTUGAL E ESPANHA

A correlação entre as sequências xisto-grauváquicas será discutida, geograficamente, seguindo grosseiramente o sentido norte-nordeste, nordeste-sudeste e sudeste-noroeste desta grande bacia sedimentar dobrada, distribuída pelo Autóctone da Zona Centro-Ibérica (Quadro 1 e Figs. 1, 2, 3, 4, 19, 24, 25 e 26).

MARTINEZ GARCIA (1973) e PONCE DE LEÓN & RIBEIRO (1981) consideraram que a base da sucessão vulcano-sedimentar do *Ollo de Sapo*, presente na região entre Miranda do Douro e Zamora, passaria progressivamente à sequência inferior xisto-grauváquica, sendo os seus níveis basais equivalentes laterais, supostamente, dos níveis superiores desta última sucessão. Afirmaram, ainda, que a Série de Porto, subjacente àquela, e o Complexo Xisto-Grauváquico seriam do Câmbrio inferior. Ou seja, parte do *Ollo de Sapo* (níveis inferiores) seriam equivalentes da parte terminal da Formação de Desejosa, isto é, da sequência terminal desta unidade e das sucessões basal e média da Formação de São Gabriel, constituídas por turbiditos distais clássicos e turbiditos vulcanoclásticos distais, respectivamente, considerados actualmente do Câmbrio terminal (SILVA, 2005, processado)

A Série de Porto, segundo MARTINEZ GARCIA (op. cit.), corresponderia à parte inferior da sequência da Série de Morille, as quais, por sua vez, se correlacionariam com a Formação de Bateiras (SOUSA, 1982).

Na região de Salamanca e Tamames DIEZ BALDA (1980) demonstrou que havia uma transição contínua e gradual entre a Formação de Aldeatejada e o Câmbrio inferior, sendo esta sucessão sobreposta pelas *Areniscas de Tamames* seguidas dos calcários de Navalucillos, com *Astropolithon* e *Scolicia*, ainda do Câmbrio inferior. Por sua vez a mesma autora também caracterizou a Formação de Monterrubio, subjacente à Formação de Aldeatejada.

A oeste de Ciudad Rodrigo CORRETEGÉ & LOPES PLAZA (1976) caracterizaram a litostratigrafia xisto-grauváquica da região distribuída por seis tramos. Assim, segundo SOUSA (1989), os tramos dois e seis equivaleriam à Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal e os restantes tramos corresponderiam à Formação de Ponte da Chinchela, por sua vez equivalente lateral das formações de Bateiras e de Rio Pinhão (SILVA & RIBEIRO, 1985 ; SILVA, 1998).

A sudeste de Ciudad Rodrigo RODRIGUEZ ALONSO (1979) definiu as denominadas séries de Pastores e de Monsagro-Serradilha del Arroyo. Mais tarde, a mesma autora (1982 e 1985) subdividiu esta litostratigrafia em séries ou unidades, designadas inferior, média e superior. Aqui, a parte inferior da Unidade ou Série Superior pode ser correlacionada com a citada Formação de Ponte da Chinchela ou Formação de Rio Pinhão.

Sabe-se que a sucessão da Formação de Excomungada-Ribeira do Colmeal é equivalente lateral da Formação de Pinhão, embora apenas parcialmente, e da Formação de Desejosa, podendo correlacionar-se com as *Areniscas de Tamames* do Câmbrico inferior (GARCIA DE FIGUEROLA & GARCIA MARTINEZ, 1972), igualmente de modo parcial, do ponto de vista cronológico.

A citada sucessão da Formação de Aldeatejada é equivalente, pelo menos numa boa parte, à Formação de Pinhão, por sua vez equivalente lateral da Formação de Ervedosa do Douro (SILVA & RIBEIRO, 1985).

Conclui-se que as formações de Desejosa, Excomungada-Ribeira do Colmeal, São Gabriel, São Domingos e *Areniscas de Tamames*, em que as duas primeiras sucessões se sobrepõem à Formação de Pinhão, e, a última, à Formação de Aldeatejada, parecem ser equivalentes laterais. Da mesma maneira as unidades basais do Grupo do Douro, formações de Bateiras, de Rio Pinhão e de Ponte da Chinchela, equivalentes laterais entre si, corresponderiam à Série Intermédia da sucessão da região de Las Hurdes-Ciudad Rodrigo (ROBLES CASAS & ALVAREZ NAVA, 1988), bem como à Formação de Moterrúbio.

Na região do Sistema Central Espanhol (Ávila) a sucessão da Formação de Buitrago parece equivalente lateral da Série de Porto, no seu prolongamento para sudeste (MARTINEZ GARCIA & CORRETEGÉ, 1970). Os Gnaisses de Haendelaencina (Cardoso) têm sido correlacionados com a sucessão do *Ollo de Sapo*. A Formação de Bateiras poderia ser equivalente da Formação de Buitrago, contendo mármore, anfíbolitos e *skarns* de Pinuécar e de Santa Maria de la Alameda (El Escorial), conforme sugerido por SOUSA (1982).

Na área de Montes de Toledo as *Pizarras del Pusa* que culminam a sucessão do Grupo de Rio Huso antecedeu a sequência das *areniscas* da Formação de Azorejo (VILAS & SAN JOSÉ, 1990; PALACIOS *et al.*, 1996). A sua litologia é muito semelhante à das formações de Aldeatejada, Pinhão e Ervedosa do Douro. A sua sedimentação teria ocorrido durante a transição entre o Ediacariano e o Câmbrico inferior, possivelmente já predominando neste último período. A referida Série de Pastores, bem como as formações de Bateiras, de Rio Pinhão e de Ponte da Chinchela, poderiam correlacionar-se, embora com reservas, com o Nível de Fuentes, considerando pertencerem ainda ao Neoproterozóico terminal (Ediacariano).

A sucessão do Grupo de Rio Huso, equivalente do Grupo de Ibor e do Alcludiano superior, sobrepõe-se às camadas olitostrómicas (El Membrillar e Nível de Fuentes) vistas como representando *slumps* de gravidade fazendo o colapso de uma plataforma carbonática adjacente. Subjacentemente às anteriores sucessões ocorrem as sequências do Grupo de Domo Extremeño e do Alcludiano inferior. Segundo PALACIOS (1996) e PALACIOS *et al.* (1996) o processo de sedimentação foi seguido, na parte superior dos grupos de Ibor e de Rio Huso, pelo desenvolvimento de uma plataforma detrítica próximo da fronteira Precâmbrico-Câmbrico.

De acordo com VILAS & SAN JOSÉ (1990) as formações de Monterrubio e Aldeatejada, na região de Salamanca, poderão representar unidades sucessivas do Alcludiano superior-Pusiano inferior, e, presumivelmente, algo do Alcludiano inferior (?).

As sucessões do Alcludiano inferior (TAMAIN, 1973) e do Grupo de Domo Extremeño (PALACIOS, 1989), equivalentes entre si, correspondem à Unidade Inferior da sequência aflorante na região de Las Hurdes-Sierra de Gata (RODRIGUEZ ALONSO, 1985), que é o prolongamento, para leste, da serra da Malcata, onde aflora a sequência indiferenciada da Formação de Malpica do Tejo.

Ao anteriormente designado Alcludiano superior-Pusiano SAN JOSÉ *et al.* (1990) e VILAS & SAN JOSÉ (1990) fizeram corresponder os grupos de Rio Huso, no anticlinal de Valdelacasa, e Ibor, no anticlinal de Ibor-Guadalupe (VIDAL *et al.* , 1994a,b).

A sequência das *Pizarras del Pusa* (SAN JOSÉ *et al.* , 1974) que culmina a sucessão do Grupo de Rio Huso e antecede as *areniscas* da Formação de Azorejo , evidencia idade transicional entre o Ediacariano e o Câmbrico inferior ou talvez seja majoritariamente já do Câmbrico inferior, conforme se disse acima, idade esta extensiva à última unidade terminal.

As *areniscas* das formações de Azorejo e de Tamames (GARCIA DE FIGUEROLA & MARTINEZ GARCIA, 1972; DIEZ BALDA, 1980), bem como as formações de Excomungada-Ribeira do Colmeal (SOUSA, 1989), Desejosa (SOUSA, 1982), São Gabriel (SILVA & RIBEIRO, 1990/1991), São Domingos (SOUSA, 1982) e Queiriga (SILVA, 2005, processado) são correlacionáveis entre si, embora possam haver discrepâncias cronológicas difíceis de superar.

A sequência terminal da Formação de Rosmaninhal (fácies distal), presente na área a norte, noroeste e oeste de Arouca, é contemporânea da sucessão da Formação de Ervedosa do Douro local, equivalente lateral da Formação de Pinhão, à qual se sobrepõe a Formação de Póvoa, considerando-as depositadas em pleno Câmbrico inferior, podendo ter atingido mesmo o Câmbrico médio (SILVA, 2005, processado. As anteriores unidades correlacionam-se, pois, cronologicamente, com o topo da sucessão do Grupo de Rio Huso (*Pizarras del Pusa*).

A sucessão do Grupo de Domo Extremeño, tal como a do Alcludiano inferior, parece poder correlacionar-se com a da Formação de Malpica do Tejo, enquanto as dos grupos de Ibor e de Rio Huso poderiam correlacionar-se, eventualmente, com a da Formação de Rosmaninhal (na sua maior parte), bem como com as formações de Póvoa ( na sua maior parte), Real e Sátão (Grupo de Arda-Marofa).

## 8 – AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao geólogo Daniel Oliveira e ao técnico profissional Pedro João Pereira Dantas Martins pela sua elaboração do *Abstract* e a Maria João Amorim (secretária INETI do Departamento de Geologia) pelo seu apoio no processamento deste trabalho.

## 9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCIAIOLI, M. H. & MUNHÁ, J. M. (1998) – O regime metamórfico na serra da Freita (Zona Centro-Ibérica). *Actas Vº Congr. Nac. Geol., Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, **1**, pp. B161-B163.
- COGNÉ, J. (1990) – The Cadomian orogeny and its influence on the Variscan evolution of western Europe. In: D'LEMONS, R.; STRACHAN, R. & TOPLEY, C. (EDS.), *The Cadomian Orogeny, Geol. Soc., Spec. Publ.*, **51**, pp. 305-311.
- COKE, C. ; PIRES, C. A . C. ; SÁ, A . A . & RIBEIRO, A . (2000) – O Vulcanismo na transição Câmbrico/Ordovícico na Zona Centro-Ibérica na região de Trás-os-Montes (NE Portugal) como elemento de referência estratigráfica. *Rev. Lab. Xeol. Laxe, La Coruña*, 16 pp.
- CORRETGÉ, L. G. & LOPEZ Plaza, M. (1976) – Geologia del area granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca); I – El Complejo esquisto-grauvaquico: estratigrafía, metamorfismo, deformación. *Studia Geologica Salamantica*, Univ. Salamanca, Salamanca, **11**, pp. 121-149.
- COSTA, J. C. (1950) – Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco. de Nery Delgado. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 27 pp.
- DELGADO, J. F. N. (1908) – Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 245 pp.
- DÍEZ BALDA, M. A .(1980) – La sucesión estratigrafica del Complejo esquisto-graváquico al sur de Salamanca. *Studia Geologica Salamantica*, Univ. Salamanca, Salamanca, **32**, pp. 131-138.
- \_\_\_\_\_(1982) – El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozóicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Tese de Doutoramento*, Univ. Salamanca, Salamanca, 279 pp.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTINEZ GARCIA, E. (1972) – El Câmbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España central). *Studia Geologica Salamantica*, Univ. Salamanca, Salamanca, **3**, pp. 33-41.
- GONÇALVES, L. S. M. ; ARAÚJO, J. R. S. ; FONSECA, E. C. & PINTO, M. C. S. (1990) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000 correspondente à região inserida na Folha 17-B (Fornos de Algodres). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.

- JULIVERT, M. ; FONTBOTÉ, J. M. ; RIBEIRO, A . & CONDE, L. E. N. (1974) – Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica & Baleares, na escala 1/1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 113 pp.
- LEFORT, J. P. & RIBEIRO, A . (1980) – La faille Porto-Badajoz-Córdove a-t-elle contrôlée l'évolution de l'océan paléozoic sud-armoricain?. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **23**(3), pp. 455-462.
- LOTZ, F. (1956) – Über sardisch Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen. *Faltung, Geotect Sym Has Stille*, pp. 129-139.
- LOWE, D. R. (1982) – Sediment gravity flows: II- Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal Sedim. Petrol.* , **52**, pp. 279-297.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973) - Deformación y metamorfismo en la Zona de Sanábria (Provincias de León, Zamora y Orense). *Studia Geologica Salamantica*, Univ. Salamanca, Salamanca, **5**, pp. 7-106.
- MARTINEZ GARCIA, E. & CORRETEGÉ, L. G. (1970) – Notas sobre a Série metamórfica de Porto-Villavieja. *Studia Geologica Salamantica*, Univ. Salamanca, Salamanca, **1**, pp. 47-58.
- MEDINA, J. (1996) – Contribuição para o conhecimento da Geologia do Grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal central). *Dissertação apresentada à Univ. Aveiro para a obtenção do grau de Doutor em Geologia*, Aveiro, 202 pp.
- MEDINA, J.; SEQUEIRA, A & SILVA, A . F. (1998) – O Complexo Xisto-Grauváquico da região de Vila Nova de Poiares-Arganil-Mortágua. *V Congr. Nac. Geol. , Livro Guia das Excursões*, EDS. J. TOMÁS DE OLIVEIRA & RUBEN P. DIAS, *Inst. Geol. Min.*, Lisboa, pp. 137-158.
- MYRROW, P. M.; FISCHER, W. & GOODGE, J. W. (2002) – Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedim. Research*, **72**(5), pp. 641-656.
- NANCE, R. D. ; MURPHY, J. B. ; STRACHAM, R. A . ; D'LEMONS, R. S. & TAYLOR, G. K. (1991) – Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian Terranes. *Precambrian Research*, Amsterdam, **53**, pp. 41-78.
- PALACIOS, T. (1989) – Microfóssiles de pared organica del Proterozóico superior (región central de la Península Ibérica). *Mem.del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, Zaragoza, **3**(2), pp. 1-91.
- PALACIOS, T. & VIDAL, G. (1996) – The Rio Huso Section: Late Neoproterozoic-Early Lower Cambrian (Galician-Castilian Zone, Western Toledo Mountains) – Introduction to the late Neoproterozoic-early Lower Cambrian of Central Iberia. *Cambrian Field Conference, II Field Conference of the Cambrian stage subdivision working Groups*, In: E. LÑAN; J. A . GÁMEZ-VINTANED & R. Gonzalo (EDS.), pp. 21-27.
- PALACIOS, T. ; VIDAL, G. & MOCZYDLOWSKA, M. (1996) – Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia – Biochronological and palaeobiogeographical

- implications. *Cambrian Field Conference, II Field Conference of the Cambrian stage subdivision working groups*, In . E. LIÑAN; J. A . GÁMEZ-VINTANED & R. GONZALO (EDS.), pp. 110-113.
- PARGA, J. R. & VEGAS, R. (1971) – Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperian Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rundsch*, **61**, pp. 44-68.
- PERCONIG, E. ; VASQUEZ Guyman, F. ; VELANDO, F. & LEYVA, F. (1983) – Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico superior de España. *Bol. Geol. Min. España*, Madrid, **114**(3), pp. 187-207.
- PEREIRA, E. (Coord., 2000) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000. Folha nº 2. *Inst. Geol. Min.*, Lisboa.
- PERROUD, H. ; VAN Der Voo, R. & BONHOMMET, N. (1984) – Palaeozoic evolution of the Armorica Plate on the basis of palaeomagnetic data. *Geology*, **12**, pp. 579-582.
- PINTO, A . F. F. (1978) – Rochas escarníticas com scheelite de Rio de Moinhos (Penalva do Castelo). *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, Coimbra*, **86**. pp. 1-46.
- Pinto, A . F. F. & Sousa, M. B. (1988) – Geoquímica e génese dos escarnitos da Caleira (NE Portugal). *Mem. Not. , Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, Coimbra*, **106**, pp. 63-153.
- PONCE DE LEÓN, M. I. & RIBEIRO, A . (1981) – Position stratigraphique de la formation Ollo de Sapo dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal). *Comum. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **67**(2), pp. 141-146.
- PONTE, M. J. B. & PEREIRA, L. C. G. (1991) – Aspectos litológicos e estruturais do Complexo Xisto-Grauváquico no bordo sudoeste da faixa ordovícica da região de S. Paio-Ázere (Tábua-Portugal Central). *Mem. Not. , Publ. Mus Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, Coimbra*, **112**(A), pp. 135-150.
- \_\_\_\_\_(2003) – Geologia da região de Ázere-S. Paio. *Assoc. Port. Geól., Geonovas, Lisboa*, **17**, pp. 35-44
- RAMSAY, J. G. & HUBBER, M. I. (1987) – The Techniques of Modern Structural Geology: Folds and Fractures. *Academic Press Inc. , London*, **2**, pp.309-700.
- REBELO, J. A . (1983/1985) – Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal - Região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, **22**, pp. 267-271.
- RIBEIRO, A . (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trá-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 168 pp.
- RIBEIRO, A .; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1987) – Tectonostratigraphic terraces and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. *Conference on Deformation and Plate Tectonics*, Gijon (Spain), Abstract, **I**, pp. 60-61.

- ROBLES CASAS, R. & ALVAREZ-NAVA, H. (1988) – Los materiales Precâmbrico-Câmbricos del Domo de las Hurdes: existência de três séries sedimentarias separadas por discordâncias, SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Congr. Geol. España, Granada, Comunicaciones*, **1**, pp. 185-188.
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1979) – El Complejo esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca-España). *Studia Geologica Salamantica*, Univ. Salamanca, Salamanca, **14**, pp. 7-34.
- \_\_\_\_\_(1982) – Contribución al conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico en el sector del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata). *Tesis Doctoral*, Univ. Salamanca, España, Salamanca, 296 pp.
- \_\_\_\_\_(1985) – El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozóico en el Centro-Oeste Español. *Edição Univ. Salamanca*, Salamanca, **51**, 174 pp.
- ROMÃO, J. M. C. (1991a) – Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras) entre a serra do Moradal e o rio Erges. *Rel. Inéd. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 150 pp.
- \_\_\_\_\_(1991b) – Litostratigrafia e tectónica do CXG entre a serra do Moradal e o rio Erges. *XI Reunión de Geologia del Oeste Peninsular*, Huelva.
- \_\_\_\_\_(1994) – Litostratigrafia e tectónica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico, CXG) entre o rio Erges e a serra do Moradal, Beira Baixa (Portugal). *Bol. Geol. Min. España*, Madrid, 105-106, pp.521-530.
- \_\_\_\_\_(2000) – Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica e as suas relações com a Zona de Ossa-Morena. *Tese de Doutoramento apresentada à Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, Lisboa, 322 pp.
- ROMÃO, J. M. C. & RIBEIRO, A. (1992) - Thrust tectonics of sardic age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *III Congr. Nac. Geol.*, Coimbra, pp.73, *Comum. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **78**(2), pp.87-95
- SAN JOSÉ, M. A. ; PELAÉZ PRUNEDA, J. R. ; VILAS, L. & HERRANZ ARAÚJO, P. R. (1974) – Las series ordovícicas e pré-ordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Min. España*, Madrid, **85**(1), pp. 22-31.
- SAN JOSÉ, M. A. ; RÁBANO, I. ; HERRANZ ARAÚJO, P. R. & GUTIÉRREZ MARCO, J. L. (1992) – El Paleozóico inferior de la Zona Centro-Ibérica meridional. In: *Paleozóico inferior de Ibero-América* (EDS. J. C. GUTIÉRREZ MARCO, J. SAAVEDRA & I. RÁBANO), Univ. Extremadura, pp. 503-531.
- SCHÄEFFER, G. ; GEBAUER, D. ; NAGLER, T. F. & EGÚILUZ, L. (1993) – Conventional and ionmicroprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian-Cambrian boundary. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, pp. 289-299.

- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) – Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-S. Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **37**, 617 pp.
- SEQUEIRA, A. J. D. (1991a) – O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor e as suas relações com o Ordovícico. *Rel. Inéd. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 87 pp.
- \_\_\_\_\_(1991b) – O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor e a sua relação com o Ordovícico. *III Congr. Nac. Geol.*, Coimbra, pp. 77.
- SEQUEIRA, A. J. D. ; CUNHA, P. M. R. R. P. & RIBEIRO, M. L. (1999) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 25-B (Salvaterra do Extremo). *Inst. Geol. Min.* , Lisboa, 47 pp.
- SEQUEIRA, A. J. D. & Sousa, M. B. (1991) – O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Coimbra-Lousã. *Mem. Not. , Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, **112**, pp. 1-13.
- SILVA, A. F. (1991) – O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Monforte da Beira, Castanheira de Pêra e Góis (Centro-Leste de Portugal), *Rel. Inéd. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 73 pp.
- \_\_\_\_\_(1998) – O Supergrupo Dúrico-Beirão da Bacia do Douro na região de Vermiosa (Figueira de Castelo Rodrigo). *Actas V Congr. Nac. Geol. , Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, **84**(1), pp. A3-A6.
- \_\_\_\_\_(2005, processado) – Litostratigrafia e Estrutura do Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-Grauváquico). *Inst. Nac. Eng. Tec. Inov.*, Lisboa, 480 pp.
- SILVA, A. F. ; REBELO, J. A. & RIBEIRO, M. L. (1987/1989) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 11-C (Torre de Moncorvo). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 65 pp.
- SILVA, A. F. & RIBEIRO, A. (1985) – Thrust Tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 71(2), pp. 151-157.
- SILVA, A. F. & RIBEIRO, M. L. (1990/1991) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 52 pp.
- \_\_\_\_\_(1990/1994) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 15-B (Freixo de Espada-à-Cinta). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 48 pp.
- SILVA, A. F. ; ROMÃO, J. M. C. ; RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1996) – Os granitóides da região entre Figueiró dos Vinhos e Sertã e suas relações com as rochas encaixantes (Zona Centro-Ibérica, Centro-Oeste de Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.* , Lisboa, **82**, pp. 3-14.

- SILVA, A . F. ; ROMÃO, J. M. C. ; SEQUEIRA, A . J. D. & OLIVEIRA, J. T. (1995) – A sucessão litostratigráfica até-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: Ensaio de interpretação com base nos dados actuais. *XIII Reunión de Geologia del Oeste Peninsular, RGOP/PICG*, 319-320, Univ. Salamanca, Salamanca, **1**, pp. 71-72.
- SILVA, A . F. ; ROMÃO, J. M. C. ; SEQUEIRA, A . J. D. & RIBEIRO, M. L. (1988) – Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínios de Mação e Penha Garcia (Centro-Leste de Portugal). *Resumo de Comunicação/Painel apresentado à X Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Bragança.
- Sousa, M. B. (1982) – Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico até-Ordovícico – Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). *Tese de Doutoramento*, Univ. Coimbra, Coimbra, 223 pp.
- \_\_\_\_\_(1989) – O Complexo Xisto-Grauváquico da Marofa (Figueira de Castelo Rodrigo-Portugal Central). *Mem. Not. , Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, **108**, pp. 1-10.
- SOUSA, M. B. & SEQUEIRA, A . J. D. (1987/1989) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia Explicativa da Folha 10-D (Alijó). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 59 pp.
- TEIXEIRA, C. (1981) – Geologia de Portugal. Precâmbrico, Paleozóico. *Fundação Calouste Gulbenkian*, Lisboa, **I**, 629 pp.
- TEIXEIRA, C. & MARTINS, J. A . (1959) – O Silúrico de Arganil. *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, Lisboa, **2ª Série, C – Ciências Naturais**, **7(2)**, pp. 211-222.
- VALLE AGUADO, B. ; ARENAS, R. & MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (1993) – Evolución metamórfica Hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Com. Inst. Geol. Min. , Lisboa*, **79**, pp. 41-61.
- VIDAL, G. ; JENSEN, S. & PALACIOS, T. (1994a) – Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian Strata in Central Spain. *Geol. Magazine*, **131(2)**, pp. 169-179.
- VIDAL, G. ; PALACIOS, T. ; GÁMEZ-VINTANED, J. A . ; Díez BALDA, M. A . & GRANT, S. W. F. (1994b) – Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Ibéria. *Geol. Magazine*, **131(6)**, pp. 729-765.
- VILAS, L. & SAN JOSÉ, M. A . (1990) – Introduction – Autochthonous Sequences, In: R. D. DALLMEYER & E. MARTINEZ GARCIA (EDS.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 145-146.