

Unidades Alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes oriental)

A. Ribeiro¹, E. Pereira², M. L. Ribeiro³, P. Castro⁴

1. Introdução

Na Península Ibérica, o Maciço Ibérico constitui, essencialmente, um soco herdado do Ciclo Varisco pouco influenciado por episódios ulteriores. Em muitos casos, este soco integra relíquias que têm permitido definir aspectos da evolução tectonothermal anterior àquele ciclo.

A zona NW do Maciço Ibérico regista uma das secções mais completas e contínuas da Cadeia Varisca onde é possível estabelecer a transição entre unidades alóctones, parautóctones e unidades autóctones (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990a). O grande carreamento de Trás-os-Montes (MTMT) separa as zonas Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) e Centro-Ibérica (ZCI), diferentes dos pontos de vista paleogeográfico e tectónico. A estrutura maior, edificada durante o Devónico e Carbonífero, resultou do desenvolvimento do Arco Ibero-Armoricano (AIA) e correspondente deformação, diacrónica, que progrediu no sentido leste, ou seja, centriptamente em relação ao arco, como é evidenciado por datações ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Dallmeyer *et al.*, 1997).

Na ZGTM (Julivert *et al.*, 1980; Iglésias *et al.*, 1983; Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1988) podem distinguir-se vários conjuntos tectonostratigráficos, integrando um empilhamento de mantos de carreamento (Ries & Shackleton, 1971; Iglésias *et al.*, 1983):

- O conjunto inferior, parautóctone, compreende os domínios Parautóctone Inferior (DPI) e Parautóctone Superior (DPS; Rodrigues *et al.*, 2003);

¹ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL); Museu Nacional de História Natural, Portugal – aribeiro@fc.ul.pt

² Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia e Cartografia Geológica; Departamento de Engenharia de Minas (Fac. Eng./Univ. Porto) – eurico.pereira@lneg.pt

³ Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia e Cartografia Geológica – mluisa.ribeiro@lneg.pt

⁴ Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia e Cartografia Geológica – paulo.castro@lneg.pt

- O conjunto superior, alóctone, engloba os Complexos Alóctones (designação proposta por Arenas *et al*, 1986) para substituir a anterior denominação de «unidades» considerando que os fragmentos de terrenos continentais e oceânicos, aí representados, exibiam histórias tectonotermiais e estruturais complexas e distintas (ver também Martínez Catalán *et al*, 1997).

Os domínios parautoctones, onde o deslocamento foi inferior, apresentam formações com litologias, e respectiva estratigrafia, essencialmente, equivalentes às do autóctone da ZCI. Esta equivalência, que é imediata no caso do DPI, verifica-se em parte no DPS, apesar da complexa estruturação interna deste domínio (Rodrigues *et al*, este volume).

Nos Complexos Alóctones, foi possível reconhecer três grandes unidades em que a unidade intermédia, constituída pelo Complexo Ofolítico (Iglésias *et al*, 1983; Munhá *et al*, 1990; Pereira *et al*, 2004; Arenas *et al*, 2004), separa o Complexo Alóctone Superior (CAS), caracterizado como um terreno exótico continental (no sentido de Coney *et al*, 1980), do Complexo Alóctone Inferior (CAI), representante da margem estirada do Terreno Ibérico (Ribeiro *et al*, 1990b).

Os dados avançados sugerem que o Complexo Ofolítico se implantou, por obducção, sobre a margem do Terreno Ibérico, correspondendo o CAS à margem oposta do oceano correspondente (o Rheic, situado entre Avalónia e Armórica). Alguns autores invocam, no entanto, a presença de materiais gerados numa bacia marginal (Paleotethys) entre Armórica e Ibéria (Matte, 1986; 1991; Ribeiro *et al*, 1990a; 2003; Martínez Catalán, 1990; Rey *et al*, 1997; Martínez Catalán *et al*, 1997, 2002; 2004).

Na região de Trás-os-Montes oriental, os complexos alóctones afloram em duas regiões, Bragança e Morais, correspondendo a esta última, os mais meridionais Complexos Alóctones do NW Ibérico. A boa exposição de afloramentos nesta região facilita a seriação das unidades geológicas (fig. 1 e fig. 2) e possibilita uma boa abordagem à controversa interpretação geológica que, ao longo dos anos, têm suscitado.

O perfil geológico efectuado entre o soco pré-varisco de duas regiões extremas do País – Espinho, a W, e Miranda do Douro, a E – evidencia estruturação varisca e as posições relativas dos terrenos autóctones, parautoctones e alóctones, incluindo a fronteira ZOM-ZCI (fig. 1). Configuram-se, neste corte, as unidades alóctones da região de Morais, referidas no presente trabalho.

Como anteriormente referido, na região de Morais, o empilhamento de mantos engloba, da base para o topo, o CAI (Complexo Alóctone Inferior), o COM (Complexo Ofolítico de Morais) e o CAS (Complexo Alóctone Superior). Seguidamente estes complexos serão caracterizados por esta mesma ordem.

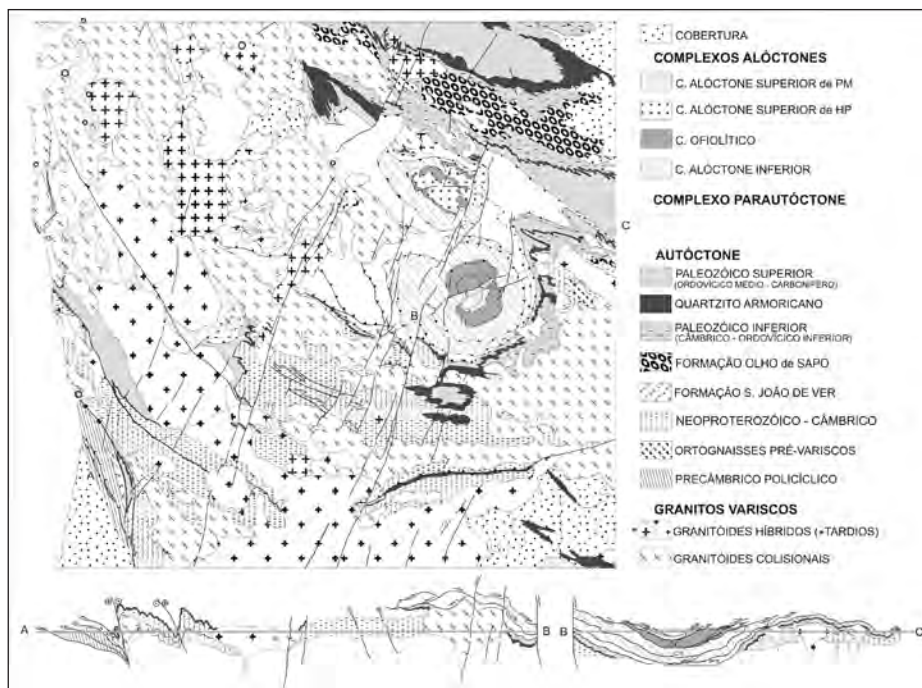


Figura 1. Mapa esquemático geral da região NW do Maciço Ibérico, onde se encontram representados os Complexos Alóctones de Bragança e Morais e o Domínio Parautóctone.

2. Complexo Alóctone Inferior (CAI; Complexo Basal)

O Complexo Alóctone Inferior sobrepõe-se ao Complexo Parautóctone ou Domínio Peritransmontano (Ribeiro, 1974), por um carreamento de base. É composto por uma série de unidades litostratigraficamente dissociáveis à escala cartográfica, que circundam os Maciços de Morais e Bragança, razão porque também se utiliza a designação de Unidades Centro-Transmontanas. A sequência litostratigráfica encontra-se, no entanto, repetida por um carreamento interno dando lugar, a leste da falha da Vilariça, a dois sub-domínios praticamente com a mesma organização interna, excepto no respeitante ao *simplex* de Macedo de Cavaleiros e ao *duplex* de Pombais situados na base do COM. O sub-domínio inferior forma uma macrodobra de primeira fase varisca que preserva um segmento de flanco inverso na frente SSE de Castelo Branco (Mogadouro). O sub-domínio superior representa exclusivamente o flanco normal de uma segunda macrodobra deitada em que o flanco inverso foi totalmente delaminado pelo carreamento interno do CAI.

2.1. Caracterização litostratigráfica

A sequência litostratigráfica do CAI, inicialmente definida por A. Ribeiro (1974) como Unidades Centro-Transmontanas, integra várias unidades geológicas de expressão regional e outras, de definição sectorial. O Quadro I estabelece a correlação entre as unidades regionais do CAI e as definidas para o Simplex de Macedo de Cavaleiros, anteriormente referido como sector de Macedo de Cavaleiros (Ribeiro, M. L., 1986; 1993).

– **Gnaisses de Saldanha.** Originalmente definidos como Gnaisses Ocelados do Maciço de Saldanha, constituindo o nível de base das Unidades Centro-Transmontanas, foram posteriormente integrados no Complexo Filito-Quartzoso (ML. Ribeiro, & Ribeiro 2004). Formam uma mancha alongada de orientação aproximadamente N – S. Esta mancha que é para-

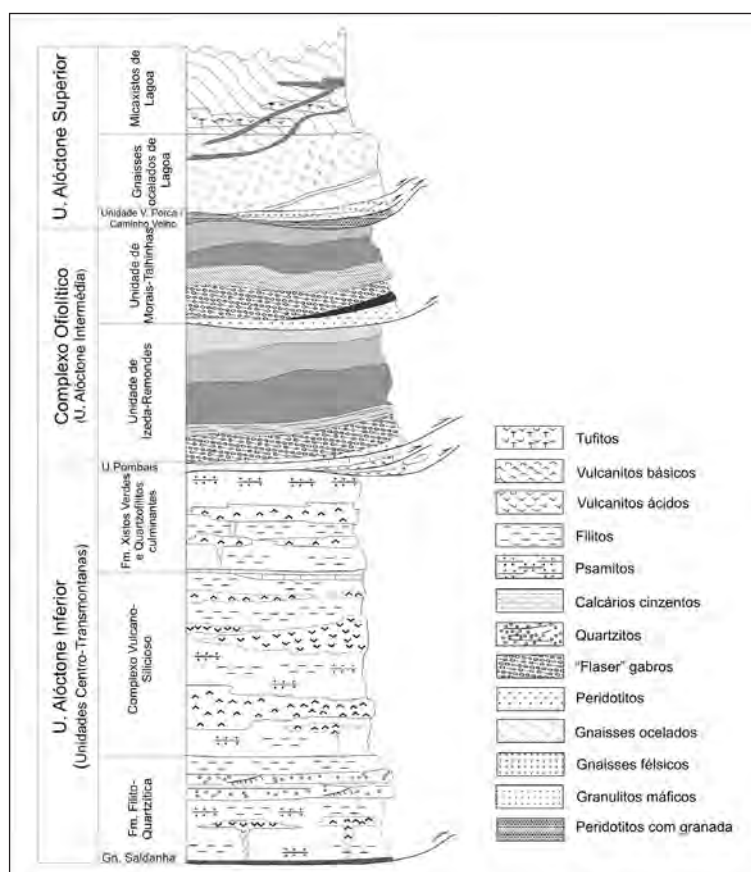


Figura 2. Coluna litostratigráfica geral das Unidades alóctones e paraúctones da região de Morais (Trás-os-Montes, Oriental).

lela às estruturas e limitada a E por carreamento, estende-se por mais de 15 km enquanto na sua maior largura pouco ultrapassa 1,5 km. A Oeste, a unidade dos Gnaisses de Saldanha, passa progressivamente às litologias típicas do Complexo Filito-Quartzoso.

Do ponto de vista litológico, apresenta granulometrias extremamente grosseiras (feldspatos potássicos ≤ 10 cm), e matriz escassa ou quase nula ou, bastante finas, com pequenos grãos de quartzo e feldspato, milimétricos, sobressaindo em matriz abundante. A foliação está sempre bem marcada.

Do ponto de vista petrográfico, os Gnaisses de Saldanha possuem textura foliada onde porfiroclastos, de dimensões variadas, ocorrem mais ou menos intensamente estirados conforme a sua posição relativamente às estruturas tectónicas que os afectaram. Os porfiroclastos, de quartzo e feldspatos (potássicos, pertíticos, albites e outras plagioclases), encontram-se envolvidos por matriz geralmente fina, foliada, de natureza quartzo-feldspato-filossilicática. Formas euédricas/sub-euédricas e aspectos reconhecidamente vulcânicos, como corrosão em golfo, são visíveis nos porfiroclastos. Os filossilicatos incluem mica branca e biotite castanha fina. Raros óxidos de ferro e zircão ocorrem na matriz. Raras relíquias de cristais de granada, de pequenas dimensões (0,4 mm), foram observadas em algumas amostras. A sua ocorrência indica que o pico de metamorfismo foi atingido, provavelmente, no final de uma fase precoce (2.^a fase). Dobras de crenulação fina com clivagem associada sobrepõem-se àquela textura, devendo corresponder à 3.^a fase de deformação regional.

Quadro 1. Correlação entre as unidades litoestratigráficas definidas no CAI

COMPLEXO ALÓCTONE INFERIOR (CAI)		SIMPLEX MACEDO DE CAVALEIROS	
GRUPO CENTRO-TRANSMONTANO	Fm XISTOS VERDES E QUARTZO-FILITOS CULMINANTES (QF)	Fm MACEDO DE CAVALEIROS	GRUPO MACEDO TOLEÍTICO
		Fm VALBENFEITO	
		Fm MADORRA	
	COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR (CVS)	Fm ALTO DE CASAIS	GRUPO CARRAPATAS ALCALINO
	QUARTZITOS (Q)	Fm CARRAPATAS	
	COMPLEXO FILITO-QUARTZOSO (FQ)	Fm FACHO	
	Gn SALDANHIA (GS)	Fm ALTO DE SEQUEIRA	

A classificação de gnaiss, atribuída a estas rochas, é informal, e o termo pouco significativo do ponto de vista metamórfico. A textura porfiroclástica foliada dos Gnaisses de Saldanha revela, no entanto, forte controlo dinâmico no processo metamórfico enquanto as associações mineralógicas e o desenvolvimento da granulometria sugerem um metamorfismo de baixo grau.

Em termos de tipologia de fácies, natureza e intensidade de deformação, não é possível fazer qualquer distinção entre várias fácies das manchas tufáceas, tufíticas e riolíticas de outras unidades Centro-Transmontanas que permita estabelecer uma diferenciação estratigráfica com as dos Gnaisses de Saldanha. Pelo contrário, uma diferenciação tipológica é possível quando estas fácies são comparadas com as dos gnaisses de Lagoa, de Miranda do Douro ou os ortognaisses ordovícicos que têm sido reconhecidos tanto na Zona Centro Ibérica como na Zona de Ossa Morena (Ribeiro, 1974; ML. Ribeiro, 1986; Ribeiro & Floor, 1987; Pinto *et al*, 1987).

Os dados conhecidos apontam, assim, no sentido de uma certa contemporaneidade com o Complexo Filito – Quartzoso. Neste caso, os Gnaisses de Saldanha, seriam precursores de algum magmatismo que se instalou durante a deposição do Complexo Vulcano–Sedimentar, unidade que se lhes sobrepõe. Recentemente, os Gnaisses de Saldanha, foram interpretados como correspondentes a um edifício vulcânico, produzido por acumulação local de tufos proximais, recoberto por sedimentos contemporâneos e, que, durante algum tempo terá contribuído para a sedimentação com materiais da sua própria erosão (ML. Ribeiro & Ribeiro, 2004).

– **Complexo Filito-Quartzoso.** Originalmente designado *Complexe phyllado-quartzoux* (Ribeiro, 1974), foi definido como formação litostratigráfica nas cartas geológicas de Macedo de Cavaleiros e Mogadouro (Pereira *et al*, 2000; 2003). A presente formação ocorre em situações diversas, tais como, em contacto com o carreamento de base na ausência do gnaiss de Saldanha, em *horsts* associados ao sistema de falhas da Vilariça e no núcleo de macrodobras em bacia com delaminação do flanco inverso, como acontece na região de Santulhão e Matela. Organiza-se segundo uma sequência negativa iniciada por filitos sericíticos a que se sucedem filitos siliciosos, quartzofilitos e, a topo, litologias mais grosseiras onde se identificam quartzitos xistóides, quartzitos de grão fino a médio, metagrauvaques e metaquartzovaques. Os níveis de quartzitos maduros tornam-se compactos e formam proeminentes relevos residuais, destacados da Meseta Ibérica. Intrusões de rochas ácidas porfíricas e escassas intrusões de metadiabases correspondem, nesta formação, às escoadas efusivas características do nível estratigráfico superior.

A análise petrográfica das diferentes litologias evidencia recristalização máxima em S_2 varisca, nos casos em que esta xistosidade retranspõe S_1 . Todavia, nos sectores ocidentais onde ocorrem granitos, a terceira fase de deformação varisca (D_3) origina arcos poligonais, indiciando recristalização nesta fase, sem desenvolvimento de xistosidade. As associações

paragenéticas nos termos pelíticos são: quartzo + albite + moscovite \pm biotite verde \pm clorite. Nos termos psamíticos, encontram-se: quartzo + plagioclase (10% An) + moscovite \pm clorite \pm granada. Entre os componentes subordinados, identificam-se óxidos de ferro e titânio, hematite, sulfuretos, limonite, esfena, zircão e turmalina.

– **Complexo Vulcano-Sedimentar.** Como a própria designação indica, é uma unidade constituída por materiais vulcânicos de natureza muito variada em estreita associação com sedimentos marinhos. Vários sectores com maior ou menor representação de magmatitos *versus* metassedimentos puderam ser definidos neste complexo (Ribeiro, 1974).

As fácies metassedimentares, bastante espessas, correspondem a litologias de granulometria variável, filitos muito finos, de que os designados «xistos borra de vinho» e «xistos cloríticos», são representativos, e xistos quartzo-feldspáticos, de grão mais grosseiro, quer por inclusão de pequenos clastos de materiais ígneos (reciclados ou não), quer devido ao local desenvolvimento de porfiroblastese nas zonas de descontinuidade litológica onde ocorreu forte movimentação tectónica posterior. Entre estas fácies, incluem-se níveis lenticulares de liditos com fósseis de graptólitos e alguns calcários e grauvaques, no topo.

Os principais tipos litológicos, destacados em cartografia por Pereira *et al* (2000; 2003), são:

- *Xistos clorito-sericíticos.* Apresentam tonalidades esverdeadas e azuladas e podem conter mais ou menos quartzo microcristalino, em leitos finíssimos milimétricos. Os tons violeta ou borra de vinho são devidos a forte impregnação de hematite e limonite finamente disseminadas entre os minerais filíticos. Exibem xistosidade principal S_1 , regra geral, retransposta por S_2 e crenulada por S_3 com blastese de clorite e albite ante a $\text{sin-}D_2$.

Como associações mineralógicas frequentes, nomeadamente nos «xistos borra de vinho» e «xistos cloríticos» citam-se as seguintes:

Quartzo + óxido (Fe) + clorite + sericite \pm albite \pm biotite \pm cloritóide

- *Metavulcanitos básicos.* Formam níveis descontínuos, intercalados nos xistos e muito desmantelados devido aos dobramentos. Materializam o *horst* entre as falhas de Fermentãos e Quintela de Lapaças, ocupam o núcleo de antiformas D1 vergentes para os quadrantes norte (Calvelhe e Santulhão) e vergentes para E e ESE (S.Martinho do Peso e Mogadouro).
- *Metavulcanitos ácidos.* Conservam texturas relíquia porfíricas e fenocristais de quartzo, albite e micropertite de microclina e anortose. Denotam grande deformação com S_1 bem desenvolvida, muitas vezes, retransposta por S_2 . Os componentes essenciais são: quartzo, albite, feldspato potássico e moscovite; e os componentes subordinados, zir-

cão, óxidos de ferro e titânio, rútilo, esfena, epidoto, clorite, e carbonatos. Por vezes, estas rochas mostram composição riódacítica e dacítica.

- *Metavulcanitos intermédios e básicos*. Formam um nível de fraca espessura, subjacente aos metacalcários negros, na parte alta do Complexo Vulcano-Sedimentar, tendo sido cartografados no rio Sabor e ribeira de Veados a leste de Izeda e, também, próximo da confluência da ribeira de Angueira com o rio Maçãs. Na escarpa sobre o rio Sabor (Fraga do Lobo), em tufo dacíticos situados imediatamente abaixo dos vulcanitos em apreço, Schermerhorn e Kotsch (1984) detectaram a presença de lausonite.
- *Metacalcários cinzentos e negros*. Definem o nível mais alto do Complexo Vulcano-Sedimentar. No entanto, litologias de xistos negros, liditos e calcoxistos podem estabelecer a transição para a unidade superior. A textura destas rochas é granoblástica muito recrystalizada e são compostas de calcite, dolomite, sílica criptocrystalina, matéria orgânica e minerais opacos.
- *Metadiabases*. Intrusivas nos xistos a vários níveis encontram-se alguns corpos destas rochas, sendo notórios os de Castelãos, Fermentãos, Santulhão e de Alfândega da Fé a Vilar de Rei. Em alguns casos, prevalece uma textura relíquia ofítica ou sub-ofítica, intergranular, a que se sobrepõe uma textura grano-nematoblástica e desenvolvimento de foliação.

- **Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes**. É a unidade do topo do domínio Centro-Transmontano definida por Ribeiro (1974) como «Schistes verts et quartzophyllades culminants». A designação tem sofrido algumas variações desde a sua definição. Recentemente foi substituída por Formação de Macedo de Cavaleiros na Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200 000. A Fm. de Macedo de Cavaleiros passaria a integrar, nesta folha, além das unidades estratigráficas da sua definição original, a Formação de Madorra e o Complexo de Valebenfeito, unidades lito-estratigráficas definidas à parte na região de Macedo de Cavaleiros (M. L. Ribeiro 1986; 1991). Por estas razões retoma-se aqui a designação primitiva.

A sucessão litológica, alargada aos diversos sectores, compreende, da base para o topo, filitos escuros de tom cinza e violeta, com intercalações de xistos negros e siltitos, tufitos esverdeados, com raras manifestações de vulcanitos ácidos e intercalações de dois níveis de lavas básicas, sendo o inferior lenticular e o superior contínuo e espesso, sobrepostos por filitos, com laminação milimétrica de siltitos e, finalmente, quartzofilitos e níveis lenticulares de quartzitos cinzentos imaturos.

Filões de rochas ácidas e intrusões de metagabros, ocorrem esporadicamente.

Os vulcanitos básicos mostram tonalidade verde clara e laivos amarelados de epidoto, que os distingue dos vulcanitos básicos do Complexo Vulcano-Sedimentar. A textura é nematoblástica e grano-nematoblástica, às vezes, com blastese de albite e anfíbola. Quase

sempre, são notadas duas foliações S_1/S_2 com reorientação mineral, onde se diferenciam os seguintes componentes essenciais: anfíbola da série tremolite-actinolite, plagioclase oligoclase-albite, epídoto, zoisite, clinozoisite e clorite. Como compostos subordinados ocorrem: esfena, moscovite, biotite, óxidos de ferro e titânio, pirite, quartzo, limonite, hidrogrossulária, apatite e carbonatos.

SIMPLEX DE MACEDO DE CAVALEIROS. Um dos sectores destacados por Ribeiro (1974) – o sector de Macedo de Cavaleiros – foi estudado com algum detalhe, dos pontos de vista estrutural e petroquímico (ML. Ribeiro 1986).

Neste simplex, o Complexo Vulcano-Sedimentar corresponde às formações de Alto de Sequeira, Facho, Carrapatas e Alto de Casais, referidas no Quadro 1 como integrando o GRUPO CARRAPATAS, da base para o topo:

- **Formação de Alto de Sequeira.** Na base, é constituída por filitos, filitos quartzosos e filitos quartzo feldspáticos, muito finos. Por vezes é possível individualizar leitos centimétricos de felsitos, sugerindo contribuição vulcânica.
- **Formação de Facho.** Sobrepe-se à anterior, essencialmente constituída por metavulcanitos peralcalinos (panteleritos e comenditos), na base, e metariolitos com algumas intercalações de xistos verdes, no topo. Vários litótipos puderam ser distinguidos, essencialmente, com base em dois critérios – a maior ou menor uniformidade dos ritmos magmáticos apresentada, e a natureza dos fémicos ou dos feldspatos e a maior ou menor presença de óxidos, na ausência daqueles.

Assim, o primeiro critério permitiu estabelecer a presença de vulcanitos maciços e bandados e, o segundo, permitiu subdividir aqueles grupos em vários outros conforme o fémico dominante fosse a riebequite, a egrina, a não existência de qualquer destes minerais. No grupo dos vulcanitos bandados, existe bandado de 1.^a ordem que pode atingir espessuras < 1m, mas geralmente não ultrapassa < 0,5m, e bandado de 2.^a ordem, de menores dimensões integra os tipos descritos.

A Fm de Facho integra, ainda, rochas máficas e rochas vulcano-sedimentares intercaladas, embora sem expressão cartográfica, mesmo à escala 1/20 000.

- **Formação de Carrapatas.** Sobrepe-se à anterior, é essencialmente constituída por xistos verdes que incluem raras e diminutas intercalações de rochas chérticas. O conjunto de xistos verdes inclui, próximo da base e do topo, duas intercalações, métricas, de meta riolitos com afinidades peralcalinas.
- **Formação de Alto de Casais.** É constituída por tufos riolíticos, na base, e fácies riolíticas com contribuição sedimentar, no topo. Raras e diminutas intercalações de rochas chérticas ocorrem associadas aos tufos.

Todas estas formações são cortadas por filões básicos de granulometria diversa.

Todas as fácies apresentam forte foliação e o metamorfismo varia da fácies de xistos verdes, na região mais a norte, à anfibolítica, a sul.

As associações mineralógicas dos filitos, filitos quartzosos e filitos quartzo feldspáticos, de base, podem ser descritas da seguinte forma:

Quartzo + fengite + albite ± epídoto ± clinoanfíbola ± granada ± esfena +
+ óxido (Fe) ± zircão

As associações mineralógicas das rochas riolíticas, em geral, podem ser representadas na seguinte expressão:

Quartzo + albite/pertite + óxido (Fe) ± riebequite/magnesoriebequite ± biotite ±
± egirina ± esfena ± zircão

Clorite, anfíbola, calcite, fengite, epídoto e granada, podem ocorrer esporadicamente.

Aos xistos verdes que geralmente, se apresentam venulados de tonalidades mais claras, correspondem as associações mineralógicas:

Plagioclase + epídoto ± biotite ± clorite ± clinoanfíbola + óxido (Fe) ± apatite ± quartzo

Granadas ocorrem esporadicamente.

As formações atrás referidas, integrantes do Grupo Carrapatos, são sobrepostas por litologias muito distintas que foram cartografadas em três unidades litostratigráficas constituindo o GRUPO MACEDO. Este grupo ocupa, assim, posição equivalente à da Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes (QUADRO-I).

O GRUPO MACEDO integra, da base para o topo, as seguintes unidades:

– **Formação de Madorra.** De natureza quartzo-feldspática e cor violácea a cinzenta esverdeada, mostra escassas intercalações de xistos verdes e raros chertes. A fina granulometria das litologias quartzo-feldspáticas e a presença de chertes indicam um ambiente de sedimentação em mar relativamente profundo. Como associações mineralógicas mais comuns, citam-se:

Quartzo ± feldspato ± fengite + óxido (Fe) ± clorite ± epídoto ± granada ±
± apatite ± turmalina

(A granada é uma solução sólida onde intervêm os componentes: espessartina, grossulária e almandina).

– **Complexo de Valebenfeito.** Essencialmente constituído por metagabros, em massas e filões e, ainda, pequenos filões félsicos (< 2m) de composição intermédia e ácida. Os metagabros apresentam granulometrias variáveis mas sempre < 1cm. As massas gabróides intruíram as litologias quartzo-feldspáticas originando algumas texturas de metamorfismo de contacto.

Como associações mineralógicas mais comuns, citam-se:

clino-anfíbola ± plagioclase ± clorite ± epídoto + óxido (Fe) + esfena ± apatite ± biotite ±
± fengite ± pumpelite (metagabros); epídoto ± fengite ± actinolite/horneblenda +
+ esfena + óxido (Fe) (filões félsicos)

– **Formação de Macedo de Cavaleiros.** De natureza básica, é essencialmente constituída por xistos verdes com algumas intercalações de natureza quartzo-feldspática que se tornam quase inexistentes para o topo da unidade. Em termos litológicos, é uma unidade bastante monótona, de xistos verdes com granulometria fina (< 1mm) onde apenas sobressaem, localmente, pequenas intercalações (centimétricas a decimétricas) epidóticas, de cor mais clara.

Como associações mineralógicas mais comuns, citam-se:

plagioclase ± clino-anfíbola ± epídoto ± clorite ± biotite + óxido (Fe)

No Simplex de Macedo de Cavaleiros o metamorfismo (tipo Pressão Intermédia) é grau baixo a intermédio.

DUPLEX DE POMBAIS. A topo da Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes encontra-se uma unidade muito particular, designada Unidade de Pombais nas Cartas Geológicas à escala 1:50 000 de Macedo de Cavaleiros e Mogadouro (Pereira *et al.*, 2000; 2003).

Fazendo ainda parte das Unidades Centro-Transmontanas, mas separada delas por carreamento menor, a presente unidade regista delaminação e repetição segundo várias escamas tectónicas. A máxima expressão destas escamas verifica-se a oeste de Junqueira (Vimioso) onde formam um quádruplo *piggy back thrust* sobre a Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes. Cada escama é composta, na parte inferior, por xistos ou tufitos sobrepostos por metavulcanitos básicos. No entanto, a norte de Izeda e na região de Talhas, formam um *duplex*, exclusivamente composto por metabasaltos. A sublinhar os acidentes e, também, disseminados nos vulcanitos básicos, encontram-se importantes concentrações de sulfuretos polimetálicos (Oliveira *et al.*, 2004).

O exame microscópico de xistos e tufitos mostra claramente a sobreposição de duas xistosidades e blastese de plagioclase sin-cinemática enquadrada por uma textura grano-

lepidoblástica. Como associação mineralógica mais frequente nos xistos e tufitos, identificam-se:

quartzo + albite-oligoclase + moscovite \pm biotite verde \pm epídoto

Esfena, apatite, zircão, limonite, carbonatos e turmalina são componentes subordinados.

Quanto aos vulcanitos básicos, apresentam tonalidade verde escura, raiada de verde limão dada a abundância de epídoto. A textura é grano-nematoblástica, com blastese de albite e epídoto, sin e pós-cinemáticos, relativamente, a S_1/S_2 . Na composição mineralógica essencial, identificam-se:

albite-oligoclase + tremolite-actinolite + epídoto-pistacite + zoisite \pm clinozoisite

Entre os componentes subordinados, dominam óxidos de ferro e titânio, quartzo, esfena-leucoxena, carbonatos e clorite-penina.

A especificidade da Unidade de Pombais reside no facto de os metavulcanitos básicos que a integram terem assinatura MORB (Pereira *et al.*, 2003; 2004).

2.2. Caracterização petroquímica e evolução temporal do vulcanismo bimodal

O magmatismo do sector de Macedo de Cavaleiros integra dois grupos atrás referidos – Grupo Carrapatas e Grupo Macedo.

Por sua vez, o Grupo Carrapatas (Gr.C) integra dois tipos de sequências magmáticas (ML. Ribeiro, 1986; 1987; 1991):

1. Sequência alcalina-transicional, com um polo ácido – metariolitos (peralcalinos), na base, e um polo básico – metabasaltos e matadiabases, no topo. Filões básicos intruíram todas as formações do grupo;
2. Sequência sub-alcalina com metariolitos, metatufos riolíticos, fácies vulcânicas com contribuição sedimentar e intercalações de rochas chérticas, também deformadas e metamorfizadas.

A sequência alcalina-transicional inicia-se com metariolitos peralcalinos (panteleritos e comenditos) passando, para o topo, a uma espessa sequência de xistos verdes, com raras intercalações de felsitos de afinidade peralcalina.

O Grupo Macedo (Gr.M) é essencialmente constituído por um polo básico – metabasaltos e metagabros correspondentes a uma sequência sub-alcalina, toleítica. Espacialmente

associados, ocorrem raros e diminutos filões félsicos (os designados *filões félsicos de Valbenfeito*) muito diferentes do ponto de vista petroquímico e que, sendo significativos do ponto de vista geodinâmico, referiremos adiante.

A caracterização dos termos básicos dos dois grandes grupos foi feita, essencialmente, com base nos elementos-traço e pode ser apresentada em termos comparativos (ML. Ribeiro, 1991):

Gr.C - $[Ce/Y]_N = 4,02$; $[La/Ce]_N = 1,50$; $Zr/Nb = 7,20$; $Y/Nb < 1,5$; $V/Ti/10^3 > 50$

Gr.M - $[Ce/Y]_N = 2,00$; $[La/Ce]_N = 0,40$; $Zr/Nb = 22,50$; $Y/Nb < 2,5$; $V/Ti/10^3 > 50$

Em termos gráficos o Gr. Carrapatas mostra um enriquecimento geral em elementos incompatíveis enquanto o Gr. Macedo tem um perfil equivalente ao do MORB de Pearce (1983), excepto algum enriquecimento em Th e nas pequenas anomalias negativas de Ti, P e Nb (fig. 3).

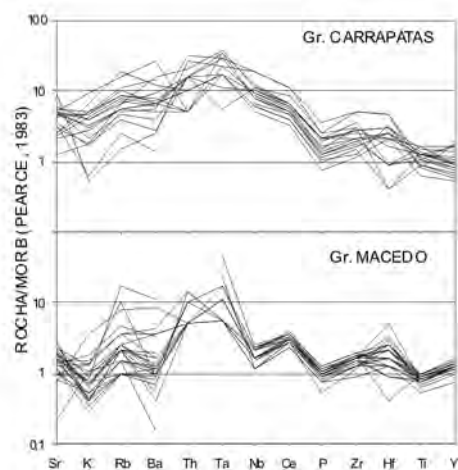


Figura 3. Projecção multi-elementar dos mafitos dos grupos de Carrapatas e Macedo relativamente ao MORB de Pearce (1983).

As duas resultaram de líquidos parentais diferentes (7% de fusão não modal do lherzólito com granada, no caso do Gr. Carrapatas; 3,5% do resíduo, sem granada, no caso do Gr. Macedo) e evoluíram posteriormente por cristalização fraccionada e contaminação crustal (M. L. Ribeiro, 1991).

As rochas ácidas da F. de Facho e Carrapatas são, por vezes, extremamente enriquecidas em elementos incompatíveis (fig. 4), e apresentam razões alumina/alcalis superiores

e inferiores à unidade. O aspecto mais relevante destas rochas, que chegam a ser negras, é a elevada quantidade de SiO_2 , da ordem dos 74%, associadas a quantidades de FeO , da ordem dos 10 e 12%, e a baixa quantidade de Al_2O_3 . Possuem as mesmas razões de elementos incompatíveis que o Gr. Carrapatos, evinciando a sua relação genética a partir delas por cristalização fraccionada onde a fugacidade do oxigénio terá desempenhado um papel importante (M. L. Ribeiro, 1987). A evolução das sequências básicas alcalinas-transicionais para riólitos peralcalinos, tem sido muito documentado na literatura geológica, especialmente em ambientes de *rifting* continental (Shood, M.K., 1981).

Quanto aos riólitos da F. de Alto de Casais, pode-se dizer que possuem características geoquímicas completamente diferentes dos da F. de Facho – igualmente, elevados teores de sílica mas, também de Al_2O_3 baixos teores de FeO . O enriquecimento em elementos incompatíveis é muito inferior ao da F. de Facho (fig. 3) e as razões de elementos incompatíveis são diferentes das de qualquer dos grupos anteriormente referidos.

A geoquímica dos riólitos da F. de Alto de Casais é compatível com a sua génese a partir da fusão parcial de uma fonte crustal e posterior evolução a partir de cristalização fraccionada.

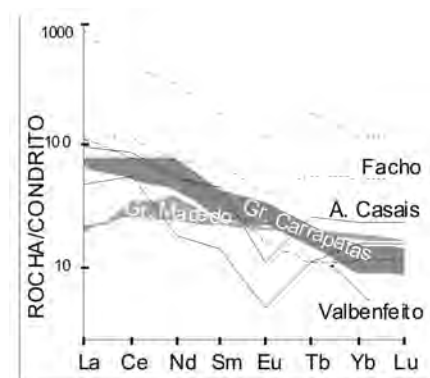
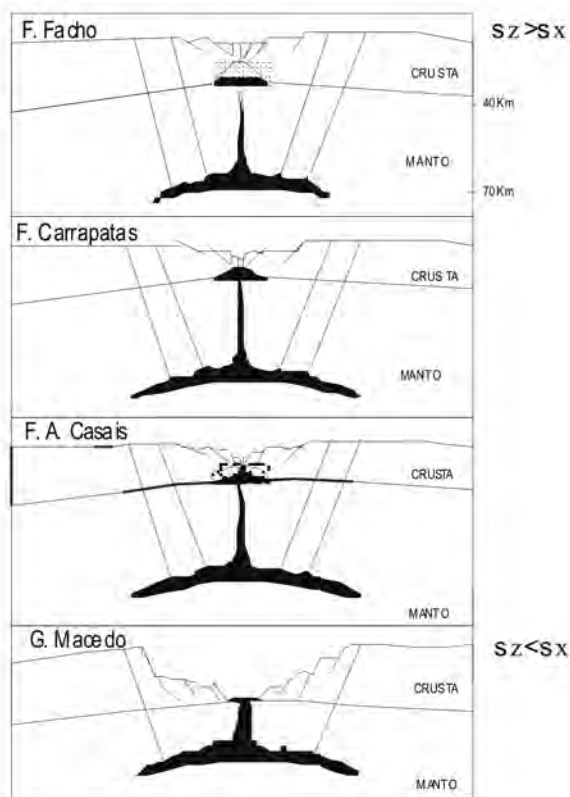


Figura 4. Projecção condritica de análises químicas representativas das sequências ácidas do simplex de Macedo de Cavaleiros. (Em cinza representam-se as projecções de rochas mais primitivas dos grupos de Carrapatos e Macedo)

Relativamente aos filões félsicos de Valebenfeito que se encontram espacialmente associados aos gabros do Complexo de Valebenfeito, possuem composições químicas características dos tronjemitos aluminosos excepto relativamente ao elevado teor de terras raras pesadas (figura 4). A sua origem foi estimada como resultante da fusão parcial a baixa pressão, de elevadas percentagens de leitos toleíticos/anfibolíticos existentes numa sequência sedimentar, deixando alguma granada ou horneblenda como resíduo (M. L. Ribeiro, 1987b).

Os dados acima referidos permitiram estabelecer um modelo de evolução geoquímica no simplex de Macedo de Cavaleiros (figura 5).

Figura 5. Representação esquemática da sucessão de episódios que determinou a deposição das sequências magmáticas do *simplex* de Macedo de Cavaleiros. A tensão vertical foi superior à horizontal durante a deposição das formações equivalentes do Complexo Vulcano-Sedimentar mas, o regime inverteu-se posteriormente, durante a deposição do Gr. Macedo, equivalente estratigráfico da Fm dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culinantes.



No Duplex de Pombais, os eventos tectonometamórficos variscos obliteraram radicalmente a mineralogia original das rochas que constituem a unidade de Pombais, não existindo evidência directa do protólito pré-metamorfismo. As fases mineralógicas presentes são, deste modo, totalmente derivadas de processos metamórficos. A textura granonematoblástica evidencia uma mineralogia na fácies albite-epídoto, que, deste modo, sugere um protólito de composição básica. A ocorrência de sulfuretos disseminados poderá estar associada a eventos metassomáticos pré-metamórficos, pois estando dispersos na matriz da rocha, são remobilizados e concentrados ao longo de planos de carreamento associados. Do ponto de vista químico, as amostras usadas para caracterização petrológica não apresentam grande variabilidade. O recurso a diagramas discriminantes para caracterizar o magmatismo que originou esta formação, por recurso apenas a elementos traço em virtude do forte metamorfismo associado e do provável metassomatismo que afectou a rocha, indica estarmos perante um basalto toleítico, de afinidade MORB (Pereira, *et al*, 2003). Os elementos

do grupo das terras raras confirmam essa indicação (Pereira *et al*, 2004). Neste contexto, a Unidade de Pombais corresponderá a um basalto originado em *rift* oceânico, afectado por hidrotermalismo, em ambiente ainda oceânico, prévio à afectação pelo orógeno varisco.

2.3. Discussão de idade, correlações litostratigráficas e possível zona de raízes das unidades do CAI

Nas Unidades Centro-Transmontanas, assiste-se a uma evolução sedimentológica, mas sobretudo, a uma evolução temporal do vulcanismo bimodal que traduz claramente uma situação de margem continental passiva, em distensão, até á ruptura definitiva da crosta continental e formação do *rift* oceânico. Importa, pois, estabelecer correlações com outros sectores do Maciço Ibérico a fim architectar um modelo de evolução paleogeográfico e sedimentológico integrador das diferentes unidades no espaço e tempo e, bem assim, efectuar a caracterização das diferentes etapas de actividade vulcânica inserindo-as num modelo evolutivo coerente.

Analisemos então a sucessão litostratigráfica e respectivas correlações tendo presente que tem mais afinidade com a ZOM do que com a ZCI (Ribeiro *et al*, 1990a; Marques *et al*, 1996).

Assim, os Gnaisses de Saldanha, derivados de rochas ácidas porfíricas e tufos, denotam intensa actividade crustal distensiva e génese de magmatismo ácido. Importante episódio desta natureza é registado nas margens do fosso correspondente à ZCI: a leste, a Fm Olho de Sapo (Parga Pondal *et al*, 1964); e a oeste, na fronteira entre a ZCI e ZOM, as mesmas rochas ácidas porfíricas, às vezes grosseiras, integram a Unidade de S. João de Ver (Chaminé, 2000), no autóctone a sul do Porto. Esta última unidade contém, na base, intercalações espessas de ortognaisses ocelados e, na parte superior, micaxistos, metaquartzovaques e metagrauvaques. Dados recentes de terreno, demonstram que a Unidade de S. João de Ver está enraizada entre o Complexo xisto-grauváquico e Formação do Quartzito Armoricano, permitindo equipará-la à Série Intercalar (Conde, 1971) com idade do Ordovício inferior. No entanto, a correlação entre ortognaisses de Saldanha e ortognaisses de S. João de Ver, embora possível, não é imediata como adiante se discute. Outra hipótese, baseada na continuidade estratigráfica entre o Gnaiss de Saldanha e a unidade suprajacente (Complexo Filito-Quartzoso), permitiu estimar idade silúrica para as duas unidades (M. L.. Ribeiro & Ribeiro, 2004).

O Complexo Filito-Quartzoso, representando uma sequência siliciclástica com ou sem intercalações de metavulcânicas, pode ainda sugerir a correspondência ao Ordovício superior (Fm de Colorada, na ZOM) ou mesmo ao limite Ordovício-Silúrico inferior caracterizado por importantes níveis de quartzitos e quartzofilitos no Domínio Parautóctone, com

zona de raízes na fronteira ZOM-ZCI (Rodrigues *et al*, este volume). Também na envolvente do Maciço de Cabo Ortegal, o Grupo de Paranhos, representado pelas Séries de Loiba e Queiroga, consta de uma sucessão monótona de carácter detrítico constituída por filitos, quartzofilitos e grauvaques, contendo na parte média intercalações de quartzitos com espessura da ordem de 30 m (Marcos & Farias, 1999). A acompanhar os quartzitos encontram-se níveis extensos de metavulcânicas ácidas e rochas metavulcano-sedimentares. Com base em achados recentes de quitinozoários e acritarcas foi atribuída a este grupo idade do Dobrotiano superior a Caradociano inferior (Rodriguez *et al*, 2004). A presente idade é corroborada pela datação isotópica U/Pb de 475 ± 2 Ma sobre zircões provenientes de riolitos alcalinos intercalados na sequência (Valverde Vaquero *et al*, 2005). Dado não ter equivalente no autóctone, as mais recentes interpretações fazem corresponder o Grupo de Paranhos às unidades alóctones muito embora se integre no Domínio Xistoso de Galiza Trás-os-Montes (Farias *et al*, 1987). São assim várias as hipotéticas correlações, quer para os Gnaisses de Saldanha, quer para o Complexo Filito-Quartzoso, mas nos dois casos limitadas ao intervalo Ordovícico-Silúrico.

O Complexo Vulcano-Sedimentar representa uma sequência vulcano-sedimentar em que as componentes argilosa e metavulcânica são equivalentes, excepto no sector a oeste de Chacim e Gebelim onde os vulcanitos são escassos. A componente metassedimentar, em certos locais como Mogadouro, Castro Vicente e Ribeira de Gebelim, exhibe intercalações de xistos negros e liditos com graptolitos do Landoveriano médio a superior (Romariz, 1969). Este ambiente redutor contrasta com as frequentes contaminações siliciosas de origem vulcânica ácida e passagens laterais a xistos borra de vinho formados em ambiente propício à oxidação de ferro. A presença de calcários negros recifais e xistos negros no topo da unidade são reveladores de águas pouco profundas e ambiente confinado. Assinalam a transição da margem passiva, de grande actividade vulcânica, para o início da oceanização. Dados isotópicos Rb/Sr, sobre rochas hiperalcalinas situadas na base desta sequência, com 430 ± 12 Ma (Priem *et al*, 1972) e 473 ± 49 (M. L. Ribeiro *et al*, 1985) indicam idade do Ordovícico superior-Silúrico. Por outro lado, dados paleontológicos obtidos nos níveis mais altos da sequência apontam idade silúrica. Mercê do ambiente e características sedimentológicas e, bem assim, da idade estimada, a correlação litostratigráfica mais plausível, dentro da ZOM, conduz à Fm dos Xistos de Moura (Oliveira *et al*, 1991).

Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culinantes, composta de xistos verdes, vulcânicas básicas e quartzofilitos e metagrauvaques, a topo, tem uma idade acima do Ladoveriano superior e, pelo menos, a parte superior da sequência, poderá representar a diferenciação sedimentológica turbidítica que tem início no Devónico inferior.

Na Unidade de Pombais, como se referiu, deparam-se duas situações. A unidade é constituída exclusivamente por metabasaltos com assinatura MORB, em fácies de xistos verdes ou encontra-se conformada a uma imbricação de escamas tectónicas compostas por meta-

basaltos e xistos, em ambos os casos, sobreposta à Formação dos Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes e separada desta por cavalgamento. Forma, pois, um duplex na base do COM, solidário com este no transporte de massa para leste e contemporâneo da obducção do Paleotethys sobre a margem gonduânica. A assinatura MORB dos metabasaltos da Unidade de Pombais, em continuidade estratigráfica com as Unidades Centro-Transmontanas e inserida na sequência de evolução do vulcanismo das mesmas unidades, assinala a formação definitiva de crosta oceânica em continuidade com o *simplex* de Macedo de Cavaleiros. Quanto à idade, encontra-se balizada pela idade do Complexo Vulcano-Sedimentar e a idade do metamorfismo do COM (idade isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 390-385Ma, e.g. Peucat *et al*, 1990; Marques *et al*, 1990; Dallmeyer & Ibarguchi, 1990) sendo perfeitamente razoável atribuir-lhe idade silúrico-devónica.

Assinale-se que o *simplex* de Macedo de Cavaleiros e o *duplex* de Pombais, na região do Maciço de Morais, definem um alinhamento E-W no contacto CAI / COM. Paralelamente a este alinhamento, desenvolve-se a lineação D_{1b} (ver pág. 100) correspondente à direcção de transporte do COM sobre o CAI.

3. Complexo Ofiolítico de Morais (COM) Complexo Alóctone Intermédio

Os maciços alóctones do NW Ibérico, registam uma considerável trajectória da sutura Varisca, correspondente ao Oceano de Galiza / Paleotethys, dado incluírem sequências ofiolíticas mais ou menos desmembradas. A continuidade da sutura é interrompida pelo acidente de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (PTFA), uma possível transformante (Simancas *et al*, 2002) que estabelece ligação entre o Paleotethys e a bacia marginal de Beja-Acebuches (Munhá *et al*, 1986; Ribeiro *et al*, 2003; Ribeiro, este volume).

3.1. Caracterização litostratigráfica

No Maciço de Morais, encontra-se o Complexo Ofiolítico melhor exposto do NW Ibérico (fig. 6). Preserva uma sequência completa de crosta oceânica, repartida por duas Unidades separadas pelo carreamento intermédio de Limãos:

- a) Unidade de Izeda-Remondes, inferior, onde estão melhor representados os termos superiores e inferiores da sequência ofiolítica, respectivamente, anfíbolitos e peridotitos, separados por falhas normais;
- b) Unidade de Morais-Talhinhas, superior, onde se reconstitui o perfil completo da crosta oceânica, embora dominem os termos gabróicos e ultramáficos. A unidade

inferior, em fácies de anfibolitos com granada, encontra-se retrogradada para fácies de xistos verdes próximo do carreamento de base. A unidade superior apresenta fácies anfibolítica de transição para fácies granulítica, como adiante se indica.

Dado tratar-se de repetição tectónica da sequência ofiolítica, os termos petrográficos das duas unidades não oferecem grande distinção, excepção aberta para a diferenciação metamórfica apontada. Assim, nas duas unidades analisadas em conjunto, identificam-se, da base para o topo (Pereira *et al*, 2000; 2004): peridotitos serpentinizados, essencialmente, dunitos e harzburgitos; metagabros melanocráticos; *metaflaser*-gabros; complexo de diques em gabro e de dique em dique; anfibolitos derivados de metabasaltos e anfibolitos retromorfizados para xistos verdes; metassedimentos escassos com níveis de sulfuretos polimetálicos.

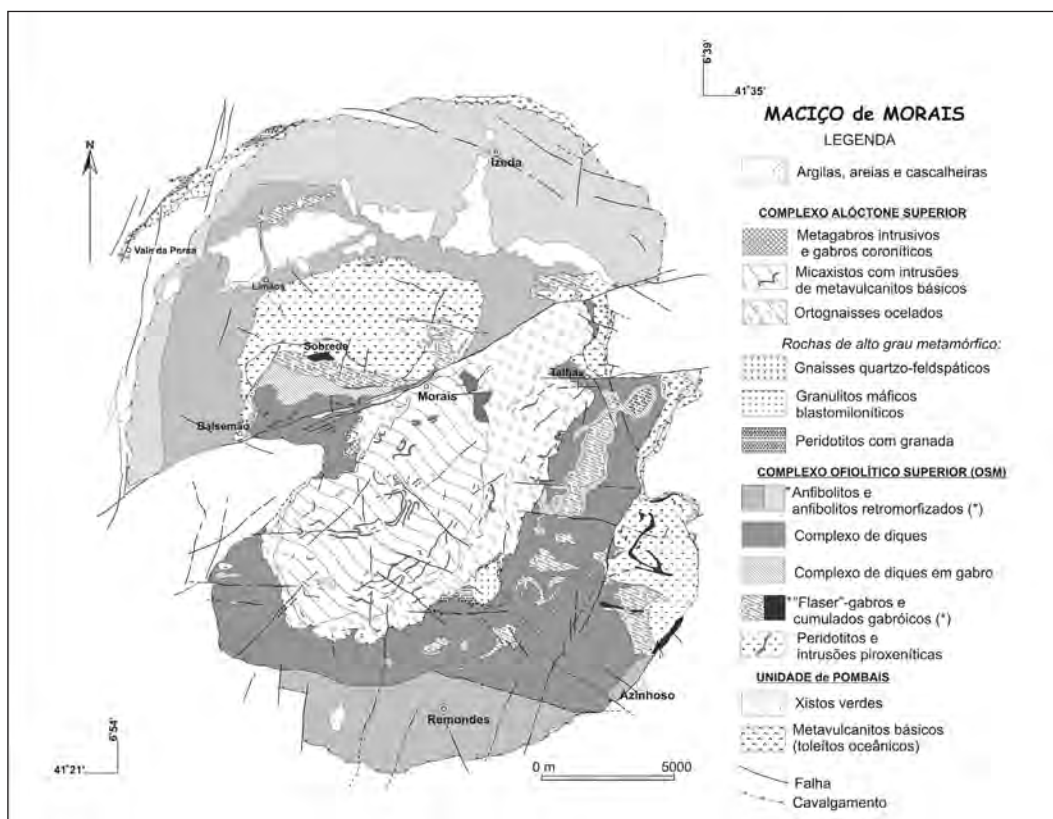


Figura 6. Esquema geológico simplificado do Maciço de Morais. Diferenciam-se as unidades do COM e as unidades do CAS, podendo notar-se o alinhamento definido pelas unidades de Vale da Porca, Caminho Velho e Vinhas na base do CAS.

– **Peridotitos.** Ocupam extensa área na Unidade de Morais-Talhinhas onde dão corpo ao maciço ultramáfico de Morais. Na Unidade de Izeda-Remondes, formam o maciço de Azinhoso. Próximo do carreamento da base da Unidade de Morais-Talhinhas, define-se uma faixa de espessura variável onde os peridotitos se encontram foliados ou mesmo xistificados e profundamente alterados para minerais do grupo da serpentina. Na zona mais deformada, é possível identificar os efeitos de todas as fases de deformação varisca, em que D_2 é dominante. A textura destas rochas é lepidoblástica com antigorite e pequenos grânulos de magnetite e cromite a sublinhar a foliação. Olivina raramente resiste à deformação e alteração serpentinitica. Ocasionalmente, ocorrem restos de clinopiroxena, anfíbola incolor, acicular, da série tremolite-actinolite, moscovite, carbonatos e clorite a rodear os grânulos de espinela.

Nas zonas internas dos maciços peridotíticos de Morais e Azinhoso, a deformação é menos pronunciada e os peridotitos tornam-se compactos ou desenvolvem uma clivagem espaçada. Na sua composição, identificam-se relíquias de olivina e ortopiroxena, esta com textura *schiller* da variedade ferrífera de enstatite, a bronzite. Magnetite e cromite, milimétricas, são abundantes como resultado da destruição da olivina. Entre os restantes componentes, encontram-se sempre presentes serpentina-antigorite, bastite em pseudomorfos da piroxena, tremolite incolor, clorite, carbonatos e talco. Os termos petrográficos dominantes no maciço ultramáfico são, pois, dunitos e harzburgitos, termos muito refractários, indicadores de um manto produtivo. Os dunitos quando alterados assumem tonalidades de castanho e verde dourado, polvilhados de cromite.

– **Gabros melanocráticos grosseiros.** Formam um maciço homogéneo com cerca de 1 km de extensão, posicionado entre peridotitos e *flaser*-gabros e situado a SSW da povoação de Sobreda. Outras vezes, encontram-se intercalados em peridotitos. São rochas melanocráticas ou meso-melanocráticas, de elevada densidade e grão grosseiro, com cristais de 2-3 cm. A paragénese primária encontra-se relativamente conservada, pelo menos ao nível dos minerais ferromagnesianos. No núcleo dos megacristais substituídos por agregados de horneblenda verde e anfíbulas da série tremolite-actinolite, pode identificar-se uma clinopiroxena com características de diópside (dialage). A plagioclase mantém os contornos megacristalinos e encontra-se substituída por minerais filitosos, epídoto e hidrogrossulária. Como componentes subordinados, identificam-se magnetite, ilmenite, esfena, epídoto, zoisite e clorite. Diferenças significativas entre gabros melanocráticos grosseiros e gabros laminados, a seguir descritos, devem-se ao grau de incidência do metamorfismo oceânico, respectivamente, com menor intervenção de fluidos hidrotermais, nos primeiros litotipos e maior, nos segundos.

– **Flaser-gabros.** Mostram estrutura bandada ou laminada (*flaser*) por efeito dos cisalhamentos tangenciais e blastomilonitização, uns e outros, associados ao processo de implantação das lâminas ou escamas ofiolíticas. A textura é grano-nematoblástica, conservando

muitas vezes, fenoclastos de plagioclase-saussurite deformada. Nos planos de cisalhamento e/ou de foliação, torna-se saliente a lineação de estiramento de direcção próxima de W-E, materializada por anfíbola. Assim, os fenoclastos e fenoblastos deformados de plagioclase tornam-se excelentes critérios estruturais C/S, s, d, indicando consistentemente transporte dos materiais do topo para E. Na composição destas rochas, identificam-se plagioclase (45-50 %An) escassamente preservada na pasta de alteração saussurítica, horneblenda verde, granada, hiperstena, zoisite, clinozoisite, clorite-penina, esfena, magnetite e rútilo.

- **Complexo de diques em gabro.** Ao contrário do que acontece com o Complexo de diques indiferenciado, o presente litotipo é perfeitamente diferenciável no terreno. O contraste granulométrico e textural, entre dique dolerítico e *flaser*-gabro, facilitam a destrinça, particularmente, na bordadura do *flaser*-gabro. A composição mineralógica é análoga à dos anfibolitos do Complexo de diques indiferenciado, diferindo, apenas, na maior frequência de granada associada a horneblenda.

- **Plagiogranitos.** Ocorrem em diques perfeitamente discerníveis no seio da unidade anterior, formando parte integrante dela. Estão presentes a norte de Paradinha de Besteiros, sudeste de Talhas, norte de Balsemão e região de Limãos. Trata-se de rochas leucocráticas, de textura grano-nematoblástica, às vezes, porfiroblástica em granada, com uma foliação S_1 bem desenvolvida. Contêm oligoclase-andesina, quartzo, horneblenda e, em menor percentagem, granada, óxidos de ferro e titânio, ilmenite, esfena, alanite, epídoto, apatite e zircão.

- **Complexo de diques indiferenciado.** Do ponto de vista petrográfico este litotipo é muito semelhante aos anfibolitos. Caracteriza-se por apresentar grão ligeiramente mais grosseiro, bandado mais pronunciado e granada abundante. A textura destas rochas é grano-nematoblástica com blastese de granada sincinemática e helicítica em S_1 e frequentes cisalhamentos de D_2 a afectar os minerais definidores de S_1 . Os componentes principais são plagioclase com 34% An, horneblenda verde, granada, quartzo e clorite e, como subordinados, ocorrem hiperstena, zoisite, esfena, epídoto e óxidos de ferro hidratados. A presença da associação horneblenda + granada + hiperstena indicia fácies anfibolítica com granada em que a presença de hiperstena marca a transição para fácies granulítica.

- **Anfibolitos.** Derivam dos primitivos basaltos ocupando mais de 70% da área do COM. Preservam relíquias fenocristalinas de plagioclase e uralite, mas, no geral, exibem bandado metamórfico com blastese de horneblenda e plagioclase, concordantes com o desenvolvimento da xistosidade de primeira fase varisca S_1 . Em certos casos, aqueles minerais mimetizam dobras de D_2 , formando arcos poligonais indiciadores de que o máximo metamorfismo se prolonga até esta última fase. Os componentes essenciais são horneblenda verde, oligoclase-andesina, epídoto, zoisite e clinozoisite. Entre os componentes subordinados, ocorrem óxidos de ferro e titânio, esfena, rútilo, quartzo, granada, magnetite, pirite, apatite, zircão e, ainda, calcite, clorite-penina e tremolite. Próximo do carreamento de base, os anfibolitos

sofrem redução de grão, retromorfismo para fácies de xistos verdes e desenvolvimento de xistosidade muito penetrativa.

– **Metassedimentos com níveis de sulfuretos polimetálicos.** Situados imediatamente abaixo do carreamento base do CAS, encontram-se num único local (Foz do Rio Azibo) dois níveis lenticulares de metassedimentos com a seguinte paragénese: antofilita + quartzo + plagioclase + granada + estauroлита + apatite \pm sulfuretos, na lenticula superior; plagioclase + granada + biotite + distena + estauroлита, na lenticula inferior.

3.2. Caracterização petroquímica do COM

Os dados geoquímicos obtidos para os *anfibolitos* (incluindo duas amostras de rochas felsíticas), *flazer-gabros* e Complexos dique em dique e dique em gabro, apresentaram uma gama composicional relativamente variada com razões Y/Nb *versus* Zr/(TiO₂*10000) a situar-se nos campos toleítico e alcalino (basaltos toleíticos, basaltos alcalinos, traquibasaltos e raros riódacitos / riólitos).

Os termos mais primitivos são já fraccionados:

$$\text{Ni} \leq 240\text{ppm}, 38 \leq \text{Cr} \leq 400\text{ppm}, 0,20 \leq \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \leq 0,60$$

As razões elementares de elementos incompatíveis são bastante dispersas:

$$0,4 \leq (\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} \leq 2,2, 1,0 \leq \text{La}/\text{Th} \leq 1,3, 10 \leq \text{Zr}/\text{Nb} \leq 28$$

Os riódacitos e riólitos apresentam (Munhá *et al*, 1990) SiO₂ entre 70,75% e 65,14%, e elevados teores de Na₂O (entre 6,04% e 6,08%), baixos de K₂O (entre 0,01% e 0,08%), Ba entre 130 e 180ppm, Zr entre 180 e 330ppm, La/Th =(0,7 e 1,1), Zr/Nb =(25 e 30) e (La/Sm)_{cn} = (1,8 e 2,3).

Verifica-se assim a existência de composições tipo N-MORB associadas a outras transicionais e mesmo, ligeiramente enriquecidas sugerindo ambiente oceânico, eventualmente correspondente a um *back-arc*.

3.3. Caracterização tectonometamórfica

A deformação e metamorfismo do COM são inteiramente variscos.

Relativamente à deformação interna do ofiolito, evidenciam-se quatro fases de deformação varisca: D₁ é a fase dominante, caracterizada por uma foliação sub-horizontal que

registra uma lineação de alinhamento mineral e/ou estiramento lx_1 W-E $\pm 15^\circ$. O sentido de cisalhamento observado nos litotipos de foliação acentuada ou em lâmina delgada, verifica-se, invariavelmente, do topo para E. Próximo dos planos de carreamento da base das unidades tectónicas, a deformação é muito pronunciada com redução de tamanho do grão mineral, milonitização e retrogradação do metamorfismo para fácies de xistos verdes.

A segunda fase de deformação (D_2) pode gerar macrodobras de eixos sub-horizontais, rumo NNE e xistosidade de plano axial que exhibe uma lineação de alinhamento mineral l_2 (S_1/S_2) paralela à charneira das dobras. Em regra, esta fase expressa-se segundo dobras conjugadas mesoscópicas, poliaxiais a policlinais, de eixos e planos axiais sub-horizontais. A vergência das dobras faz-se usualmente no sentido da zona central do complexo ofiolítico que assume a forma de uma bacia circular (Ribeiro, 1974).

A terceira fase de deformação (D_3) raramente é observável. Expressa-se por ondulação suave da xistosidade S_1 ao longo da direcção de charneira com rumo próximo de N 60° W, às vezes, acompanhada de crenulação pouco penetrativa.

D_4 origina *kinks* de rumo NNE-SSW com planos axiais sub-verticais. É particularmente significativa na vizinhança do sistema de fracturas da Vilariça, com idêntico rumo.

Quanto ao metamorfismo do COM, a associação de minerais tais como:

oligoclase-andesina + hornblenda + granada \pm hiperstena \pm epidoto \pm
 \pm zoisite \pm clinozoisite

indicam fácies anfibolítica com granada. A ocorrência de hiperstena, presente no complexo de diques e nos *flaser*-gabros, marca a transição para fácies granulítica.

3.4. Discussão de idade e possível zona de raízes do COM

Não existem provas directas que atestem a idade do COM. No entanto, alguns processos indirectos permitem estimá-la em margens relativamente estreitas. Assim, no NE de Trás-os-Montes, o Complexo Ofiolítico sobrepõe-se, embora por carreamento, a uma sequência sedimentar caracterizada por intercalações vulcânicas bimodais, alcalinas, intraplaca, que evoluem no topo para toleitos oceânicos (M. L. Ribeiro, 1986) e para metabasaltos de tipo MORB (Pereira *et al*, 2004). Dados isotópicos Rb/Sr, sobre rochas hipercalinas desta sequência, com 430 ± 12 Ma (Priem *et al*, 1972) e 473 ± 49 (L. Ribeiro *et al*, 1985) indicam idade do Ordovícico superior-Silúrico para a parte inferior da sequência, enquanto dados paleontológicos apontam idade do Landoveriano para a zona intermédia da mesma sequência (Romariz, 1969). Por outro lado, analisando a transversal estratigráfica do NW Ibérico, assiste-se a forte diferenciação sedimentológica que, a oeste, tem lugar na transição

Silúrico-Devónico, podendo, a leste, atingir o Devónico-superior (Ribeiro, 1974; Pereira *et al*, 1999; Meireles, 2000). Verifica-se, com efeito, a passagem de fácies basinais euxínicas a sedimentos siliciclásticos que progressivamente transitam para um *flysch* marcando as etapas de fecho do oceano, obducção e evolução do empilhamento de mantos. Deste modo, pelo registo sedimentológico e estratigráfico, estabelece-se um limite inferior de idade para o oceano (OG/P). O limite superior é dado pela idade isotópica de 390-385 Ma (Peucat *et al*, 1990; Marques *et al*, 1990; Dallmeyer & Iburguchi, 1990; Dallmeyer *et al*, 1991) para a obducção e metamorfismo do ofiolito em fácies anfibolítica, correspondente ao Devónico médio. Este episódio assinala o fecho definitivo do oceano, a colisão continental e estabelece a idade da primeira fase (D_1) de deformação Varisca.

Mercê da posição estrutural, entre unidades de alto grau metamórfico, provenientes de um Terreno exótico, e unidades de baixo grau, infrajacentes, oriundas da margem paleozóica do Gondwana, os Complexos Ofiolíticos do NW Ibérico têm sido alvo de diversas interpretações, não só quanto à idade, mas também, acerca do ambiente geodinâmico em que a crosta oceânica foi gerada. Assumem-se ambientes originários de um arco de ilhas (Díaz García, 1990) ou provenientes de uma sequência de litosfera oceânica formada durante um episódio de *rift* Silúrico-Devónico, com duplicação tectónica intraoceânica e posterior obducção sobre a margem passiva gonduânica (Ribeiro *et al*, 1990; Martínez Catalán *et al*, 1997; Díaz García *et al*, 1999a; Arenas *et al*, 2004). Esta hipótese está de harmonia com a idade de 395 ± 2 Ma (U/Pb sobre zircões) de um metagabro da Unidade de Careón, Complexo de Ordenes, interpretada como idade do protolito máfico (Díaz García *et al*, 1999b) e equivalente a uma zona de suprassubducção intraoceânica (Pin *et al*, 2002). No caso do COM, a assinatura química aponta para MORB intermédio (I) a enriquecido (E), podendo tratar-se de uma bacia marginal (Pereira *et al*, 2004). No entanto, a idade 405-400 Ma (U/Pb sobre zircões de origem ígnea) para o arrefecimento do ofiolito de Morais (Pin *et al*, 2000), denota ligeiro desfazamento relativamente à idade do metagabro de Carreón. Pesem embora algumas divergências pontuais, pode concluir-se que as idades propostas, pouco desfasadas da idade do metamorfismo, demonstram a vida efémera da correspondente bacia oceânica.

Datações recentes, porém, vieram lançar nova controvérsia sobre o COM que os dados de terreno e litogeoquímicos não permitem apoiar. Com base em dados isotópicos Sm/Nd, a Unidade de Izeda-Remondes, inferior, reflectiria um contexto de dorsal oceânica formada *ca.* 460 Ma, enquanto a Unidade de Morais-Talhinhas se teria formado em zona de suprassubducção intraoceânica entre *ca.* 395-405 Ma (Pin *et al*, 2005). Contudo, a total correlação entre a sequência ofiolítica na unidade de Izeda-Remondes e na unidade de Morais-Talhinhas sugerem fortemente a existência de um oceano único, como é defendido pelos autores deste texto; os dados isotópicos de Sm/Nd são compatíveis com a geração da anomalia no manto superior, por *upwelling* astenosférico, no interior da placa Ibérica antes da abertura deste oceano no Devónico inferior, são também compatíveis com a presença de basaltos

toleíticos continentais no Ordovícico superior da região do Buçaco e do Vimioso; assim, estes registariam o início do *rifting* intracontinental para o oceano subsequente a partir do Devónico inferior. A única diferença entre as duas unidades já referidas (Pin *et al*, 2005) é a existência apenas na unidade de Morais-Talhinhas do carreamento interno de Morais-Sobreda-Rio Azibo com vergência para N, que provoca a duplicação da sequência ofiolítica; interpretamos este como carreamento introcânico anterior à obducção de W para E (Ribeiro *et al*, 2007)

Resultante de vários estudos paleogeográficos e palinspásticos, a crusta oceânica dos maciços da Galiza e Trás-os-Montes tem sido considerada originária do oceano Paleotethys (Stampfli *et al*, 2000; Stampfli & Borel, 2002) ou Oceano da Galiza-Maciço Central (Matte, 1986; 1991), ou, mais provavelmente, um ramo do Rheic situado entre a Armórica e Ibéria e os dois microcontinentes fazendo parte integrante do Gondwana norte (Ribeiro *et al*, 2003; Pereira *et al*, 2004; Ribeiro *et al*, este volume). A última hipótese, revendo postulados anteriormente mais próximos do modelo de Matte (1986), engloba deduções sedimentológicas e paleobiogeográficas (Robardet, 2002) que defendem um único oceano Varisco, o oceano Rheic centro-europeu, ao admitir que o oceano mais amplo é o Rheic e Paleotethys é o oceano subordinado, mais estreito.

4. Complexo Alóctone Superior (CAS)

Constitui um Terreno continental alóctone (Marques *et al*, 1996) separado inferiormente do Terreno ofiolítico por um carreamento de base. No interior da unidade, existem duplicações estratigráficas devido a imbricações e acidentes de hierarquia inferior. O presente complexo, também designada Terreno Polimetamórfico do NE de Trás-os-Montes, encontra-se melhor preservada no Maciço de Bragança que em Morais e, por esse facto, mostra particularidades distintas quando se consideram isoladamente os dois maciços.

4.1. Caracterização geral das unidades litostratigráficas que integram o CAS

No Maciço de Morais, distingue-se uma sequência de crusta continental superior e média, onde se destacam as unidades de Micaxistos de Lagoa e Ortognaisses Ocelados de Lagoa, uns e outros intruídos por diques máficos metamorfisados em fácies anfibolítica com granada. A sequência de crusta continental inferior, de alto grau de metamorfismo, encontra-se presente nas Unidades de Vale da Porca, Caminho Velho e Vinhas, dispostas segundo um alinhamento de direcção N35°W (fig. 6). A unidade de Vale da Porca, devido ao contraste reológico dos seus materiais, pode engastar-se nos xistos verdes e vulcanitos básicos

da Fm de Macedo de Cavaleiros, equivalente ao topo do CAI. As duas restantes unidades, Caminho Velho e Vinhas, formam um *duplex* na base do ortognaisse de Lagoa, com aquela orientação, também subparalela ao alinhamento mineral registado no ortognaisse. Todas as unidades integram gnaisses quartzo-feldspáticos, granulitos máficos blastomiloníticos e peridotitos. A Unidade de Caminho Velho inclui, ainda, gabros coroníticos e gabros afibolitizados, intrusivos, supostamente equivalentes plutónicos dos diques máficos intrusivos na crusta média e superior.

Procede-se, de seguida, à análise da sequência litostratigráfica do CAS colocando ênfase, sempre que possível, na caracterização metamórfica, estrutural, petroquímica e discussão de idade.

– **Peridotitos com granada.** Na base de escamas tectónicas onde estejam presentes granulitos máficos encontram-se sempre blastomilonitos ultramáficos. Em alguns casos, estão reduzidos a lâminas de antigorite e crisótilo mas, na maioria das situações, no seio da alteração serpentinitica reconhecem-se olivina forsterítica e horneblenda, recristalizadas, e relíquias de olivina, hiperstena, espinelas e granada. Peridotitos serpentinizados e xistificados com cristais avermelhados de piropo foram reconhecidos no vale do rio Sabor, próximo da base da Unidade de Vinhas. A granada encontra-se sempre moldada pela xistosidade.

– **Granulitos máficos blastomiloníticos.** Encontram-se bem representados no *duplex* situado na base do ortognaisse de Lagoa. Entrosados com os gnaisses quartzo-feldspáticos, formam várias escamas tectónicas nas Unidades de Vale da Porca e Caminho Velho. Na Unidade de Vinhas, constituem o litotipo dominante. No entanto, em todas as escamas tectónicas, os granulitos máficos são suportados na base por metaperidotitos.

À escala mesoscópica, exibem foliação bem vincada S_n cortada por cisalhamentos com sentido de movimento do topo para W. De forma generalizada, em todas as unidades referidas, aquela foliação principal encontra-se afectada por dobras deitadas monoclinais de eixos com orientação média para NW e NNW. Uma forte lineação de intersecção sublinha igualmente uma lineação de alinhamento mineral subcoincidente, com sentido de transporte do topo para NW. Os primeiros episódios são atribuídos a um ciclo pré-varisco, enquanto o último seria devido a D_1 varisca, como adiante se discute. Na unidade de Vinhas, são ainda discerníveis os efeitos das restantes fases de deformação varisca.

A análise microscópica revela textura blastomilonítica, blastese de horneblenda verde e relíquias de granada, ortopiroxena, clinopiroxena diopsídica, horneblenda castanha e plagioclase. Estas fases minerais são persistentes como fenoclastos dispersos num mosaico de grão fino onde se pode identificar horneblenda verde, plagioclase, quartzo, granada, biotite, pistacite, zoisite, rútilo, esfena, moscovite e clorite.

Trata-se, essencialmente, de granulitos de alta pressão que podem apresentar composição máfica, intermédia e até de granulitos félsicos. A paragénese de alta pressão é reconhecida através da associação mineral:

clinopiroxena \pm ortopiroxena \pm granada \pm horneblenda + plagioclase + rútilo \pm quartzo

variando de máfica a félsica segundo o aumento de percentagem de quartzo e plagioclase. Estas rochas sofreram, posteriormente, recristalização blastomilonítica em fácies anfibolítica.

Também no Maciço de Bragança, as relações de deformação-metamorfismo conduziram à conclusão de que o metamorfismo de alto grau é pré-varisco e a reequilibração em fácies anfibolítica corresponde à instalação varisca dos mantos de carreamento (Munhá & Marques, 1987; 1988; Ribeiro *et al*, 1989).

– **Gnaisses quartzo-feldspáticos.** O presente litotipo está bem representado na Unidade de Vale da Porca, sendo escasso na Unidade de Caminho Velho. Regra geral, é milonítico de tonalidade esbranquiçada e forte redução de grão devido ao facto de ocorrer segundo lâminas tectónicas intercaladas em granulitos máficos. Revela textura blastomilonítica e retromorfismo em fácies anfibolítica sendo constituído por andesina-oligoclase, quartzo, horneblenda e, acessoriamente, epídoto, zoisite, esfena, moscovite e óxidos de ferro.

Corresponde a zonas de intenso cisalhamento onde são perceptíveis dobras de eixos orientados para o quadrante NNW com desenvolvimento de foliação blastomilonítica, uma proeminente lineação de estiramento mineral e de intersecção subparalela à charneira das dobras, e sentido de cisalhamento do topo para NW, sendo este episódio equiparável à fase de deformação D₁, adiante descrita.

A unidade equivalente desta, no sinforma de Parâmio-Baçal do Maciço de Bragança, contém *boudins* de eclogitos (Munhá & Ribeiro, 1986).

– **Gnaisses ocelados de Lagoa.** Relativamente ao contacto com as unidades de alto grau metamórfico da crosta inferior, particularmente com os granulitos máficos, os ortognaisses encontram-se milonitizados numa faixa métrica com forte redução de grão, denotando, quer um forte contraste reológico entre ortognaisses e granulitos blastomiloníticos, quer a possível presença de um acidente menor entre ortognaisses e complexos catazonais infra-jacentes.

O ortogneisse de Lagoa, apesar de intensa deformação e recristalização, preserva estrutura reportável a um granito porfíroide. Ao microscópio, mostra textura blastomilonítica

com desenvolvimento de foliação sin e pós-blastese e presença de fenoclastos de plagioclase e fenoblastos de granada, albite antipertítica e microclina-pertite com orlas de reacção entre plagioclase e quartzo em presença de mirmequite. Nos componentes da matriz, encontram-se quartzo, plagioclase cálcica, microclina, albite, biotite, moscovite, granada, esfena, clorite, zircão, e óxidos de ferro e titânio.

Dados analíticos referentes ao ortogneisse de Lagoa, embora escassos, têm-se revelado consistentes na caracterização quer da sua afinidade magmática, quer do ambiente tectónico que o gerou, corroborando as observações de Beetsma (1995). Corresponde a um metagranitóide de tendência peraluminosa e afinidade calcoalcalina, segundo a nomenclatura de Debon & LeFort (1988). A geoquímica de elementos traço do ortogneisse mostra uma similitude aos granitos originados em ambiente anorogénico, ocupando o granito uma posição sistematicamente nos campos dos granitos intraplaca (fig. 7) ou anorogénicos (Thiéblemont & Cabanis, 1990; Pearce *et al*, 1984).

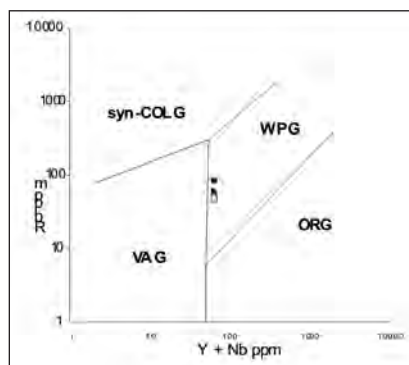


Figura 7. Diagrama discriminante para rochas graníticas (Pearce *et al*, 1984): círculo, (Beetsma, 1995); pontos, dados inéditos.

Apesar da idade 496 ± 3 Ma (U/Pb sobre zircões) atribuída ao ortogneisse de Lagoa por Dallmeyer & Tucker (1993), a sua história geológica aponta um carácter policíclico, inferido da relação geométrica no contacto com os diques máficos, em que estes cortam um *fabric* metamórfico ante-varisco no ortogneisse, enquanto os diques máficos apenas exibem deformação varisca (Ribeiro *et al*, 1990a). Por outro lado, a deformação varisca do ortogneisse revela-se polifásica, perceptível através de diferentes alinhamentos e fibrosidades minerais. Assim, no plano da foliação associado a importantes cisalhamentos dúcteis tangenciais, observa-se uma forte lineação de estiramento I_{X1} $330-335^\circ$ e sentido de transporte para SSE. Esta deformação considerada varisca retranspõe quase por completo outra mais discreta, anterior, a que se associa uma lineação de estiramento E-W e sentido de transporte para W, desenvolvida em regime distensivo. Reserva-se uma caracterização mais detalhada deste episódio na abordagem da tectónica geral.

– **Micaxistos de Lagoa.** Formam uma sequência de filitos e metassiltitos com intercalações de metaquartzovaques, tufitos e rochas calco-silicatadas. As litologias dominantes são, no entanto, filitos listrados esverdeados com características turbidíticas. A natureza do contacto entre micaxistos e gnaisses de Lagoa é discordante ou efectuada mediante falha normal anterior à exumação e instalação dos mantos de carreamento, porquanto, por um lado, tentativas no sentido de comprovar o efeito térmico dos ortognaisses sobre os micaxistos foram infrutíferas, por não se terem detectado minerais de metamorfismo termal nos micaxistos em contacto com o granitóide gnáissico e, por outro lado, as duas unidades apresentam a mesma geometria e cinemática quanto à deformação de D_1 varisca.

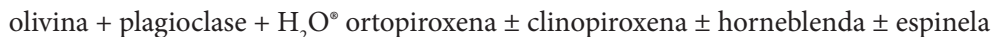
Dada a equivalência paleogeográfica entre o Maciço Armoricano, possível zona de raízes do CAS, e Zona Centro-Ibérica (Robardet, 2000; Ribeiro *et al*, 2003), esta sequência litostratigráfica poderá corresponder ao Complexo xisto-grauváquico do Super-Grupo Dúrico-Beirão. Uma datação micropaleontológica dos micaxistos de Lagoa (Chacon Monteiro, 1979; Arenas *et al*, 1986), embora isolada, aponta uma idade do Câmbrico superior a Ordovícico inferior, não muito discordante da idade das formações culminantes do Grupo do Douro (Rebelo & Romano, 1986). No entanto, a idade isotópica do magmatismo básico intrusivo no CAS aponta para uma idade de ± 500 Ma, ou seja, do Câmbrico superior.

Nos micaxistos de Lagoa, a deformação observada é inteiramente atribuída ao ciclo Varisco. À escala mesoscópica, notam-se lineações de intersecção $I_1(S_0/S_1)$ de rumo variável, indicando que as dobras D_1 possuem eixos curvos. Desenvolve-se uma xistosidade S_1 de plano axial, com blastese de biotite e granada tardi- D_1 e uma crenulação ténue de D_2 . A persistente lineação de estiramento lx_1 $N20^\circ W \pm 10^\circ$ é, em regra, mimetizada por biotite acicular.

– **Gabros anfibolitizados e gabros coroníticos.** Estes litotipos estão melhor representados no Maciço de Bragança que no Maciço de Morais, encontrando-se presentes neste último maciço, apenas, na Unidade de Caminho Velho, onde formam um pequeno afloramento de gabros coroníticos e gabros anfibolitizados. Os protolitos ígneos ainda se encontram preservados registando-se a presença de gabros olivínicos e gabros noríticos olivínicos, essencialmente, termos cumuláticos associados a rochas ultramáficas. Não obstante o carácter cumulático, a avaliação das relações isotópicas e parâmetros petroquímicos destas rochas permitiu a sua caracterização, no Maciço de Bragança, como toleítos continentais (Santos, 1998), tal como acontece com os equivalentes hipabissais do Maciço de Morais (Castro *et al*, 1993; Munhá *et al*, 1993).

Os gabros coroníticos da Unidade Caminho Velho, descritos pela primeira vez por Anthonioz (1963; 1972), ocorrem no local de Pontes, cerca de 1km a sul do V. G. Caminho

Velho. O protolito ígneo, gabro olivínico, é reequilibrado em fácies granulítica segundo a reacção:



Associados aos gabros, ocorrem peridotitos harzburgíticos e mais raramente lherzolíticos que se distinguem dos blastomilonitos ultramáficos por deformação e alteração serpentínica, menores. Em conjunto com os gabros podem corresponder a zonas residuais mantélicas.

Rochas análogas foram também estudadas por Munhá & Marques (1988) no Maciço de Bragança. A geração de coroas de ortopiroxena, granada e anfíbola na interface de reacção plagioclase-olivina foi considerada reequilibrção térmica isobárica, em fácies granulítica, anterior ao retromorfismo anfibolítico, sendo estes episódios metamórficos inteiramente variscos.

As idades avançadas a propósito dos diques intrusivos nos micaxistos e ortognaisses de Lagoa são válidas para os gabros, porquanto consideram-se equivalentes plutónicos daquelas manifestações. Idade isotópica de 492 ± 2 Ma (U/Pb sobre zircões) é, também, aceite para os gabros de Monte Castelo, intrusivos no Maciço de Ordenes (Abati *et al*, 1999).

– **Diques e soleiras de doleritos anfibolitizados.** Estas rochas encontram-se presentes em toda a área de afloramento das unidades de crosta média-superior, isto é, são intrusivas nos ortognaisses e micaxistos de Lagoa, podendo observar-se um dique a cortar o contacto entre as duas unidades, a sul do V.G. Caminho Velho. A representatividade destas rochas, no entanto, é mais elevada nos micaxistos de Lagoa, onde formam extensas soleiras intercaladas nos metassedimentos sub-horizontais. Podem, ainda, originar derrames de lava localizados próximo da base dos micaxistos, tal como acontece a SE e E de Morais.

Petrograficamente são reconhecidas texturas ofíticas relíquia, onde se destaca a ocorrência de clinopiroxena ígnea; o tectonometamorfismo varisco que afectou as massas filoneanas imprime-lhes uma textura nematoblástica de blastese sin-metamórfica, de carácter anfibolítico. Vários estudos referem a afinidade petroquímica destas rochas (Castro *et al*, 1993; Munhá *et al*, 1993; Beetsma, 1995). Apresentam variabilidade química correlativa de processos de cristalização fraccionada e assimilação crustal (Munhá *et al*, 1993; Beetsma, 1995), com valores, em elementos traço, típicos de basaltos sub-alcalinos a basaltos-andesitos, na aceção de Winchester & Floyd (1977), equivalentes dos basaltos toleíticos de Pearce & Cann (1973). Diagramas de discriminação geodinâmica (fig. 8) apontam para um magmatismo de tendência não orogénica, e afinidade intraplaca, na origem destas massas filonianas (Castro *et al*, 1993; Munhá *et al*, 1993; Beetsma, 1995).

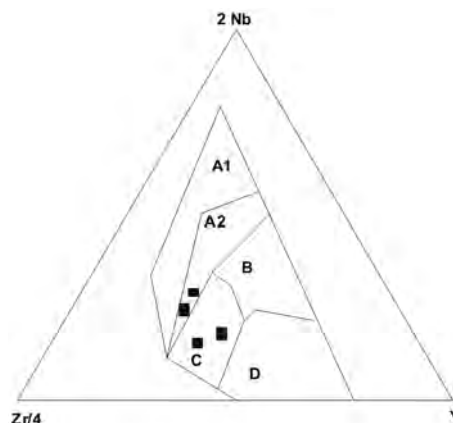


Figura 8. Diagrama Zr - Y - Nb (Meschede, 1986) para os filões básicos de Morais. A₁: - WP Alk Basalts; A₂: - WP Tol.; B: - P-MORB; D: - N-MORB; C-D: - VAB.

Por critérios geométricos das relações estruturais da foliação entre estes diques e o ortognaisse de Lagoa demonstra-se, como se referiu, que os diques cortam um *fabric* metamórfico ante-varisco no ortognaisse ao passo que apresentam deformação exclusivamente varisca em conjunto com os micaxistos de Lagoa, (Ribeiro *et al*, 1990a).

Datações isotópicas de doleritos anfibolitizados, intrusivos nas unidades catazonais de alto grau metamórfico, embora pouco consistentes, contribuem para assinalar um episódio distensivo que estabelece importante demarcação entre um ciclo pré-varisco e o ciclo varisco. Trata-se da idade isotópica Sm/Nd de 640 Ma, considerada actividade do manto e por isso exagerada, para os diques anfibolitizados do Maciço de Morais (*e.g.* Andriessen *et al*, 1993).

5. Evolução Tectonostrutural dos Complexos Alóctones da Região de Morais

A evolução tectonostrutural do Terreno exótico do NE de Trás-os-Montes e, bem assim, dos maciços equivalentes da Galiza, tem sido alvo de grande controvérsia entre os autores que ao longo dos tempos se têm dedicado ao estudo dos maciços alóctones do NW Ibérico. As opiniões dos vários autores centram-se em três modelos fundamentais, alicerçados no episódio HP/HT de metamorfismo, registado no CAS.

Assim, um modelo policíclico, cadomiano e varisco e, consequentemente polimetamórfico, defende que o episódio metamórfico com presença de granulitos e eclogitos HP/HT é gerado em subducção em ambiente de arco magmático, a que se atribuem, pelo menos, duas fases dúcteis de deformação ante-varisca, seguido de episódios essencialmente varis-

cos, exumação em fácies de alto grau e metamorfismo retrógrado em fácies anfibolítica (e. g. Ries & Shackleton, 1971; Ribeiro *et al*, 1990; Marques *et al*, 1996; Santos *et al*, 1997). Um período distensivo Cambro-Ordovícico inferior permite a instalação na base da crosta de uma sequência ultramáfica-máfica que induz uma anomalia térmica, reequilibra as idades anteriores e mascara o metamorfismo até às fases precoces de deformação varisca. A crosta média e superior é também intruída neste período por magmatismo bimodal, tal como os gabros de Bragança com idade Sm/Nd de 545 Ma (Marques *et al*, 1996), os gabros de Monte Castelo, no Maciço de Ordenes, com idade U/Pb de 499 ± 2 Ma (Abati *et al*, 1999) e os ortognaisses de Corredoiras, também no Maciço de Ordenes, com idade U/Pb de 500 ± 2 Ma (Abati *et al*, 1999).

Um outro modelo monocíclico varisco, mas poliorogénico e polimetamórfico, defende a existência de um episódio metamórfico paleozóico inferior com idade de 500-480 Ma (U/Pb em zircão e monazite) e outro episódio, essencialmente Devónico, com idade de 400-380 Ma (U/Pb em monazite, titanite e rútilo), sendo este último episódio HP/HT (e. g. Fernández Suárez *et al*, 2002) também aceite por Marcos & Farias (2002) e Abati *et al*, (1999).

Por último, um número mais reduzido de autores (e.g. Santos Zalduegui *et al*, 1996; Ordoñez Casado *et al*, 2001) preconizam um modelo monocíclico varisco, polifásico, em que o metamorfismo vai evoluindo de HP a MP, em contínuo, respectivamente, da fase de subducção à fase de exumação e decrescendo para as fácies anfibolítica e de xistos verdes no decurso da colisão varisca. As idades do Paleozóico inferior, antes mencionadas, seriam idades de protolitos que posteriormente sofreram deformação e metamorfismo inteiramente varisco.

Os modelos e interpretações diversificadas que, sumariamente, acabámos de enunciar para a evolução tectonometamórfica do Terreno Exótico do NE de Trás-os-Montes, têm implicações na análise tectonoestrutural pré-varisca e varisca a seguir desenvolvida. Tomando como linha orientadora o primeiro modelo exposto, admitimos a existência de várias fases de deformação dúctil, pré-variscas e variscas precoces, desenvolvidas numa sucessão de episódios de subducção-exumação em ambiente de arco magmático, a que se sucedem as fases de deformação características do ciclo varisco (Quadro 2).

Nestas condições, a primeira fase de deformação pré-varisca D_n encontra-se materializada por uma foliação composicional principal (S_n) correspondente a deformação não coaxial enquanto tem lugar o metamorfismo progressivo HP/HT, preservado em protolito granulítico com granada, orto e clinopiroxena (Maciço de Morais) e, também, em nódulos eclogíticos (Maciço de Bragança).

A fase D_{n+1} , tal como foi reconhecida no Maciço de Bragança, corresponde a uma blastomilonitização generalizada, também em fácies granulítica, paralela à foliação composicional e desenvolvimento de dobras de eixo curvo com charneira próximo de E-W, paralela à lineação de estiramento mineral e sentido de movimento do topo para W (Marques *et al*, 1996).

Sucedem-se cisalhamentos dúcteis tangenciais, em regime distensivo. No Maciço de Morais não foram reconhecidas dobras com geometria e cinemática equivalentes às observadas em Bragança, mas encontram-se presentes cisalhamentos dúcteis, distensivos, observáveis no vale do rio Sabor (Unidade de Vinhas). Geram um alinhamento mineral de anfíbola, orientado E-W, com sentido de cisalhamento do topo para W, cuja idade e significado tectónico não se consideram cabalmente esclarecidos (carreamentos para W ou cisalhamentos extensionais com abatimento W), respectivamente, na orogenia fini-precâmblica ou tectónica extensiva no Paleozóico inferior. Este mesmo episódio afecta o ortognaisse de Lagoa, também no vale do rio Sabor, próximo da foz do rio Azibo, desenvolvendo um *fabric* plano-linear materializado por estiramento mineral naquela direcção e sentido de cisalhamento do topo para W. O presente alinhamento mineral, observável localmente no ortognaisse de Lagoa, será posteriormente apagado, de forma mais ou menos generalizada, pelos episódios de exumação e cisalhamentos contemporâneos da implantação do manto alóctone superior.

Quadro 2. Fases de deformação observadas nos maciços de Bragança e Morais

(Falta este Quadro)

Na sequência deste período de carácter distensivo que acabámos de descrever para o Maciço de Morais, ter-se-á verificado a intrusão do magmatismo básico representado pelos gabros coroníticos e gabros anfibolitizados da Unidade de Caminhos Velhos e doleritos anfibolitizados, intrusivos nos ortognaisses e micaxistos de Lagoa, a níveis crustais superiores (Ribeiro *et al*, 1990a).

Quanto à fase D_3 , descrita no maciço de Bragança (Marques *et al*, 1996), no Maciço de Morais não foi reconhecida qualquer fase de formação com semelhantes características geométricas e cinemáticas.

A fase de deformação (D_{4a} , em Bragança; D_1 em Morais) embora presente nas unidades de alto grau dos dois maciços em análise, revela algumas particularidades quando se consideram isoladamente os dois maciços. Assim, no Maciço de Morais, a presente fase de deformação ocorre de forma generalizada e bem desenvolvida. Afecta todas as unidades onde ocorrem granulitos máficos blastomiloníticos (Vale da Porca, Caminhos Velhos e Vinhas) e revela forte incidência sobre os gnaisses quartzo-feldspáticos de Vale da Porca. Gera dobras isoclinais deitadas de eixos curvos com valor médio da charneira próximo de $N40^\circ-50^\circ$ W e desenvolvimento de foliação blastomilonítica em fácies anfibolítica a que se associa uma proeminente lineação de estiramento mineral e de intersecção, subparalela às charneiras das dobras. O sentido de cisalhamento, do topo para NNW, é bem definido por marcadores cinemáticos de deformação mineral e cisalhamentos secundários.

Torna-se evidente que as fases de deformação, antes tratadas, posteriores ao episódio distensivo contemporâneo do magmatismo máfico e que afectam os gabros coroníticos e gabros anfibolitizados da unidade de Caminhos Velhos, gabros do Maciço de Bragança e doleritos anfibolitizados, intrusivos nos ortognaisses e micaxistos de Lagoa, terão de corresponder a episódios de deformação varisca. Será, pois, o caso das fases (D_3 e D_4 , em Bragança; D_1 , em Morais) acima descritas. Foram reconhecidos no Complexo Alóctone Inferior, Unidade de Malpica-Tui, episódios semelhantes, em fácies HP e média a baixa temperatura (T), gerados na fase de exumação das rochas de alto grau e anteriormente à fase de transporte e instalação dos mantos de carreamento do NW peninsular (Llana-Fúnez & Marcos, 2002). Mercê de um regime de fluxo subparalelo à sutura ou cinturão orogénico, e não necessariamente paralelo à direcção de exumação, por deformação finita não coaxial, geram-se dobramentos em bainha acompanhados de forte lineação de intersecção e/ou estiramento em que a máxima deformação e transporte se tornam paralelos ao bordo orogénico, ou seja, paralelos aos bordos continentais em colisão. Tais estruturas tornam-se muito oblíquas ou mesmo perpendiculares à posterior direcção de transporte dos mantos (Llana-Fúnez, 2002).

De qualquer modo, as fases variscas expressam-se de forma generalizada nos maciços alóctones, embora apresentem geometria e cinemática próprias de cada domínio ou unidade estrutural e, também, distintas das que se reconhecem no autóctone.

Assim, a D_1 varisca, nos domínios de crosta superior estirada, tal como nos micaxistos de Lagoa do Complexo Alóctone Superior, gera dobras em bainha com desenvolvimento de estiramento mineral lx_1 ou intersecção $l_1(S_0/S_1)$, subparalelos à charneira das dobras e orientados segundo o azimute $160^\circ \pm 10^\circ$. No domínio de crosta média onde se situa o ortognaisse de Lagoa, o mesmo alinhamento mineral desenvolve-se sobre uma foliação blastomilonítica com sentido de movimento do topo para SSE. A foliação blastomilonítica, como se referiu antes, retoma uma foliação anterior. Tais estruturas devem-se a cisalhamentos secundários não coaxiais, desenvolvidos na fase inicial de formação do Arco Ibero-Armoricano, sendo anteriores ao empilhamento de mantos e transporte dos maciços alóctones (Llana-Fúnez & Marcos, 2002; Ribeiro *et al*, 2003). As unidades da crosta inferior de alto grau, como vimos anteriormente, registam deformação com geometria e estiramento mineral compatível com D_1 varisca, mas com cinemática variável no plano de cisalhamento (reportando-nos a Bragança, movimento do topo para SSW em D_3 e movimento do topo para NNW em D_4).

No domínio de crosta inferior estirada, correspondente às unidades de alto grau retrogradadas, tal como pode ser observado no vale do rio Sabor, a SE de Lagoa, D_1 varisca dá lugar a dobras subverticais de charneira horizontal com azimute 330° sem desenvolvimento de foliação. Simultaneamente, em regime frágil, origina fendas de tracção NE-SW com preenchimento de hornblenda normal às paredes das fendas e cujo eixo maior se orienta segundo a direcção da charneira daquelas dobras.

As unidades estruturais infrajacentes ao Complexo Alóctone Superior, como se foi dando nota a propósito daquelas unidades, mostram particularidades distintivas entre si e diferentes do autóctone. Nesta perspectiva, D_1 no Complexo Ofiolítico, dá lugar a bandeado metamórfico em fácies anfibolítica com granada e, excepcionalmente, em fácies granulítica a que se associa uma lineação de estiramento mineral lx_1 W-E $\pm 10^\circ$ e sentido de cisalhamento do topo para E. Próximo do contacto com o Complexo Alóctone Superior o estiramento mineral torna-se paralelo ao observado nos micaxistos e ortognaisse de Lagoa, isto é, $lx_1 = N20^\circ W \pm 10^\circ$. No Complexo Alóctone Inferior, a D_1 varisca manifesta-se segundo macrodobras de eixo curvo cuja charneira desenha o contorno sub-circular do Complexo ofiolítico, suprajacente. Esta geometria das dobras, reologicamente adaptada aos materiais de mais alto metamorfismo das unidades superiores, induz uma variação sistemática da lineação de estiramento mineral lx_1 que, embora não se paralelize regularmente com as charneiras, assume um azimute próximo de 100° , nos sectores N e NW e um azimute cerca de 80° , nos sectores S e SE, mantendo invariável o sentido de cisalhamento do topo para E.

A idade de D_1 , na zona interna da cadeia Varisca, foi estimada com base em relações de cronologia estratigráfica da deformação atribuída a esta fase, como sendo do Devónico médio. Nos maciços alóctones do NW da Ibéria proliferam as datações que atribuem idade isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 390-380 Ma ao metamorfismo anfibolítico dos complexos máficos

(Marques *et al*, 1990; Dallmeyer & Ibarguchi, 1990; Peucat *et al*, 1990; Dallmeyer *et al*, 1991), idade também corroborada por idade isotópica U/Pb compreendida entre 390-385 Ma (Fernández Suárez *et al*, 2002).

Quanto à segunda fase de deformação varisca (D_2), é consensual caracterizar-se como deformação não coaxial associada aos cisalhamentos tangenciais de transporte dos mantos de carreamento. Tratando-se de movimento continuado no tempo gera deformação progressiva e estádios diferenciados de evolução, à escala mesoscópica, sendo por isso um tipo de deformação heterogénea, poliaxial a policlinal. Expressa-se normalmente na retoma da xistosidade S_1 por novos dobramentos de eixos curvos, associados a cisalhamentos de baixo ângulo e desenvolvimento, quer de xistosidade de plano axial (S_2), quer de crenulação. Trata-se de uma fase ubíqua nas diferentes unidades estruturais alóctones e parautoctones consideradas que, no entanto, apresenta particularidades próprias de cada unidade. Assim, no Complexo Alóctone Superior, regra geral, S_2 retranspõe S_1 . Apenas, nos Micaxistos de Lagoa podem ser observadas dobras mesoscópicas poliaxiais e conjugadas que originam crenulações paralelas às diferentes atitudes axiais. No Complexo Ofiolítico, é possível cartografar dobras macroscópicas deitadas com charneiras orientadas segundo NNE, vergentes para o exterior do maciço, tal como acontece a sul da povoação de Talhas. Estas dobras reorientam o alinhamento mineral de anfíbolos que se torna paralelo à charneira das dobras. Na maioria dos casos, porém, D_2 produz dobras mesoscópicas conjugadas policlinais, com planos e eixos sub-horizontais que, devido ao basculamento da xistosidade S_1 , mostram vergência no sentido do interior do maciço. No Complexo Alóctone Inferior, tal como se referiu a propósito dos dobramentos de D_1 , também as dobras D_2 apresentam a mesma distribuição curva, acompanhando o contorno do maciço ultramáfico-máfico. Encontram-se particularmente desenvolvidas na proximidade dos carreamentos, quer da base, quer do topo da unidade. Neste último caso, a geometria e cinemática dos dobramentos D_2 é fortemente influenciada pelo carreamento basal do Complexo ofiolítico, impondo paralelização dos eixos ao contorno do maciço e vergência para o interior do mesmo maciço (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al*, 1990a). Este facto e a completa retransposição de S_1 por S_2 nas imediações dos carreamentos, implica a reactivação destes com movimento centrípeto, retrocavalgante ou gravítico, durante o desenvolvimento de D_2 .

Uma vez terminado o encurtamento cortical e movimentos tangenciais de implantação dos mantos de carreamento, a evolução tectónica regional e correspondente deformação transita do regime de cisalhamentos tangenciais para um regime de cisalhamentos transcorrentes, subverticais, que comandam o desenvolvimento da terceira fase (D_3) de deformação varisca. Dado os maciços alóctones atingirem o máximo metamorfismo anteriormente a esta fase, a deformação induzida é pouco penetrativa e traduz-se por crenulação frustrada, paralela aos cisalhamentos conjugados de direcção NW-SE e ENE-WSW que comandam esta fase de deformação.

A idade da D_3 tem sido estimada em 310 ± 10 Ma, através da idade isotópica dos granitos cuja foliação se encontra em continuidade com a xistosidade S_3 do encaixante metamórfico (Serrano Pinto *et al*, 1987; Dias *et al*, 2002; Valle Aguado *et al*, 2005)

Relativamente à fase de deformação tardi-varisca é desencadeada por transpressão dextra entre os continentes Laurússia e Gondwana, o que implica fecho dos oceanos Urais e Theic e compressão máxima W-E, segundo a actual geografia. O conjunto de falhas NNE-SSW do sistema Vilarica que corta o Maciço de Morais, com movimento transcorrente sinistrógiro na transição do regime dúctil-frágil, deverá corresponder a dominós compatíveis com o campo de tensões do principal sistema transpressivo W-E a que se aludiu (Ribeiro *et al*, em prep.). Em parte reactiva estruturas herdadas, geralmente fendas de tracção das anteriores fases variscas de deformação dúctil. Os maiores destes sistemas chegam a ter componente de deslocamento horizontal de magnitude quilométrica. Tais movimentos, em regime frágil de baixo metamorfismo, geram *kinks* e crenulações que afectam de forma geral todos os domínios estruturais considerados.

Bibliografia:

- ABATI, J., DUNNING, G., ARENAS, R., DÍAZ GARCIA, F., GONZÁLEZ QUADRA, P., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ANDONAEGUI, P., 1999. Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): Evidence from U/Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters* 165, 213-228.
- ANDRIESEN, P., BEETSMA, J., FERREIRA, N., ING. SOEN, O. e RIBEIRO, M. L., 1993. *Precambrian Sm-Nd ages in UATC of Morais (NE Portugal)*. E.U.G. VII (Strasbourg), abstract.
- ANTHONIOZ, P., 1963 – Observations préliminaires sur la région de Macedo de Cavaleiros – Mogadouro – Morais. *Bol. Soc. Geol. Portugal* 15, 75-180.
- , 1972. Les complexes polymétamorphiques precambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Memória n.º 20*, Serv. Geol. Portugal, 192 p.
- ARENAS, R., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GIL IBARGUCHI, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., KLEIN, MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ORTEGA, PABLO MACIÁ, J., PEINADO, M., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L., 1988. Características Geológicas y significado de los domínios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. II Congr. Geol. España, Simposios, 75-84.
- ARENAS, R., IBARGUCHI, J., LODEIRO, F., KLEIN, MARTÍNEZ CATALAN, J., GIRONES, E., MACIA, J., PEINADO, M., 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica II* 2, 87-100.
- ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., 2004. Ofolitas Paleozoicas de la Sutura Varisca de Galicia (NW del Macizo Ibérico, España): Distribución, características y significado. In: Pereira, E., Castroviejo, R. &

- Ortiz, F. (Eds.), «Complejos Ofolíticos en Iberoamérica – Guías de Exploración para Metales Preciosos», 203-230. Proyecto XIII.1 – CYTED, Madrid, España.
- BEETSMA, J., 1995. The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal: as traced by geochemistry and Sm-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and hercynian granitoids. Unpublish. PhD Thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, 223 p.
- CASTRO, P., RIBEIRO, A., PEREIRA, E., 1993. Sobre os filões e soleiras básicos, intrusivos nos micaxistos e gnaisses de Lagoa – Maciço de Morais. Mus. Lab. Min. e Geol. da Fac. Ciências da Univ. Porto, Memórias n.º 3, 21-26 (II Congr. de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto).
- CHACON MONTEIRO, J. 1979. Estudio geológico del sector central del anticlinório Porto – Badajoz – Córdoba (Macizo Ibérico Meridional). Tesis Doct., Dep. de Geotectónica e Geomorfología, Univ. de Granada, 728 p.
- CHAMINÉ, H., 2002. Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho – Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena): Implicações Geodinâmicas. Tese, Fac. Ciências Universidade do Porto, 497 p.
- CONDE, L., 1971. Existência em Portugal de uma série superior à «Formação Xistosa da Beira» e inferior ao Ordovícico. *Studia Geológica II*, 25-26.
- CONEY, P., JONES, D., MONGER, J., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature* 288, 329-333.
- DALLMEYER, R., IBARGUCHI, J., 1990. Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): Implications for early Hercynian orogenesis in the Iberian Massif. *J. Geol. Soc. London* 147, 873-878.
- DALLMEYER, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ARENAS, R., IBARGUCHI, G., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FARIAS, P., ALLER, J., BASTIDA, F., 1997. Dischronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics* 277, 307-337.
- DALLMEYER, R., TUCKER, R., 1993. U-Pb zircon age for the lagoa augen gneiss, Morais complex, Portugal: tectonic implications. *J. Geol. Society* 150/2, 405-410.
- DALLMEYER, R., RIBEIRO, A. e MARQUES, F., 1991. Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Lithos* 27, 133-144.
- DEBON, F., e LE FORT, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéral.* 111, 493-510.
- DIAS, G., SIMÕES, P., FERREIRA, N. e LETERRIER, J., 2002. Mantle and Crustal Sources in the Genesis of Late-Hercynian Granitoids (NW Portugal): Geochemical and Sr/Nd Isotopic Constraints. *Gondwana Research, Japan*, 5/ 2, 287-305.
- DÍAZ GARCIA, F., 1990. La geología del sector occidental del Complejo de Órdenes (Cordillera Hercínica, NW de España). *Nova Terra* 3/1, 269.
- DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R., MARTÍNEZ CATALÁN, J., GONZÁLEZ DEL TANAGO, DUNING, G., 1999b. Tectonic evolution of the Careón Ophiolite (northwest Spain): A remnant of oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology* 107, 587-605.

- DÍAZ GARCÍA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J., ARENAS, R., GONZÁLEZ CUADRA, P., 1999a. Structural and kinematic analysis of the Corredoiras detachment: evidence for early Variscan synconvergent extension in the Ordenes complex, NW Spain. *International Journal of Earth Sciences* 88, 337-351.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., PARRA, L., MARTÍNEZ CATALÁN, J., MACIÁ, J., FERNANDEZ, L., 1987. Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía y estrutura de Galicia Central. *An. Fac. Cien. Univ. do Porto, Mem.* 1, 411-431.
- FERNÁNDEZ SUÁREZ, J., CORFU, F., ARENAS, R., MARCOS, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J., FERNÁNDEZ, F., 2002. U/Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP/HT units of the NW Iberian Massif. *Contributions to Mineral. and Petrology* 143, 236-253.
- IGLÉSIAS PONCE DE LÉON, M., RIBEIRO, M. L. e RIBEIRO, A., 1983. La interpretación aloctonista de la estrutura del Noroeste Peninsular. In: Libro Jubilar de J.M. Rios, *Geología de España*, I.G.M.E., 456-467.
- JULIVERT, M., MARTÍNEZ, J. e RIBEIRO, A., 1980. The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. In: COGNÉ, J. e SLANSKY, M. (Coords.). *Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*. XXVI Congrès Géologique International – Colloque C6, 132-158. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- LLANA-FÚNEZ, S., 2002. La estructura de la Unidad de Malpica-Tui (Cordillera Varisca en Iberia). *Serie Tesis Doctorales 1*, IGME, Madrid, 295 p.
- LLANA-FÚNEZ, S., MARCOS, A., 2002. Structural record during exhumation and emplacement of high-pressure-low to intermediate temperature rocks in the Malpica-Tui unit (Variscan Belt of Iberia). In: MARTÍNEZ-CATALÁN, J., HATCHER JR., R., ARENAS, R. e DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.): *Variscan-Appalachian Dynamics – The Building of the Late Paleozoic Basement*. *The Geological Society of America, Special Paper* 364, 125-142.
- MARCOS, A., FARIAS, P., 1999. La estrutura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología* 21, 201-218.
- MARCOS, A., FARIAS, P., GALÁN, G., FERNÁNDEZ, F. J., LLANA-FÚNEZ, S., 2002. Tectonic framework of the Cabo Ortegal Complex: a slab of lower crust exhumed in the Variscan orogen (northwest Iberian Peninsula). In: MARTÍNEZ CATALÁN, J., HATCHER JR., R., ARENAS, R. e DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.): *Variscan-Appalachian Dynamics – The Building of the Late Paleozoic Basement*. *The Geological Society of America, Special Paper* 364, 143-162.
- MARQUES, F., DALLMEYER, R., RIBEIRO, A., 1990. Tectonothermal evolution of the Morais and Bragança Nappe Complexes, Iberian Massif. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 22, 7.
- MARQUES, F., RIBEIRO, A., MUNHÁ, J., 1996. Geodynamic evolution of the Continental Allocthonous Terrane (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. *Tectonics* 15/4, 747-762.
- MARQUES, F., RIBEIRO, A., PEREIRA, E., 1992. Tectonic evolution of the deep crust: Variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Bragança-Morais massifs (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Geodinamica Acta* 5/1-2, 135-151.

- MARTÍNEZ CATALÁN, J., 1990. A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics* 179, 253-272.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J. 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology* 25, 1103-1106.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., ABATI, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J. 2004. Zona de Galicia-Trás-os-Montes: Terrenos e historia acrecionaria. In: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-I.G.M.E, Madrid, 162-165.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J., DÍAZ GARCÍA, F., ARENAS, R., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., GONZÁLEZ CUADRA, P., GÓMEZ BARREIRO, J., RUBIO PASCUAL, F., 2002. Thrust and detachment systems in the Órdenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. In: MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., HATCHER JR., R. D., ARENAS, R. e DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.): Variscan-Appalachian Dynamics – The Building of the Late Paleozoic Basement. *The Geological Society of America, Special Paper* 364, 163-182.
- MATTE, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes périatlantiques: modèle d'évolution et position des grandes blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Geol. France* II, 1-24.
- MATTE, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* 196, 309-337.
- MEIRELES, C., 2000. *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000*. Notícia Explicativa da Folha 4-C (Deilão). Inst. Geol. Mineiro Portugal, Lisboa, 28 p.
- MESCHÉDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207-218.
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M. L. 1984. Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal* 70/1, 31-53.
- MUNHÁ, J., MARQUES, F., 1987. A model for the lower continental crust (Morais and Bragança Massifs, NE Portugal): II Petrology. *Terra Cognita* 7/2-3, 161.
- , 1988. Evolução metamórfica das rochas granulíticas no Maciço de Bragança (NE de Portugal). X Reun. Geol. Oeste Peninsular, Univ. Coimbra, Bragança.
- MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, V., QUESADA, C., KERRICH, R., 1986. Beja – Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo* 2/13, 31
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, A., 1986. Metamorphic evolution of kyanite-eclogites and related high-grade rocks of the Bragança Massif (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Maleo* 2/13, 31
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, M. L., PEREIRA, E. 1990. Petrology and Geochemistry of the Morais ophiolite (Trás-os-Montes, NE Portugal). Resumo. VIII Semana de Geoquímica, Universidade Lisboa.
- MUNHÁ, J., RIBEIRO, M. L., SANTOS, J., 1993. Geoquímica dos filões máficos de Lagoa (Maciço de Morais, Trás-os-Montes, NE de Portugal). *Mus. Lab. Min. Geol. da Fac. Ciências da Univ. Porto, Memória* 3, 127-130 (II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto).

- OLIVEIRA, D., 2004. Prospecção de metais preciosos no Complexo Ofiolítico de Morais. In PEREIRA, E., CASTROVIEJO, R. e ORTIZ, F. (Eds.), *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica – Guías de Exploración para Metales Preciosos*, p. 287-304. Proyecto XIII.1 – CYTED, Madrid, España.
- OLIVEIRA, J., OLIVEIRA, V., PIÇARRA, J., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de de Ossa-Morena, em Portugal. Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña 199, 16, 221-250
- ORDÓÑEZ CASADO, B., GEBAUER, D., SCHÄFER, H., IBARGUCHI, J., PEUCAT, J., 2001. A single Devonian subduction event for the HP-HT metamorphism of the Cabo Ortegal complex within the Iberian Massif. *Tectonophysics* 332, 359-385
- PARGA PONDAL, I., MATTE, P., CAPDEVILLA, R., 1964. *Introduction à la Géologie de l'Ollo de Sapo, formation porphyróide antesilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. 76, 119-153.
- PEARCE, J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins: continental basalts and mantle xenoliths. Hawkesworth and Norry, Shiva Geol. Series, 230-251
- PEARCE, J., CAN, J., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Scien. Letters* 19, 290-300.
- PEARCE, J., HARRIS, N., TINDLE, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology* 25, 956-983.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A., CASTRO, P., 2000. Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 7-D (Macedo de Cavaleiros). Inst. Geol. Mineiro de Portugal.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A., CASTRO, P., OLIVEIRA, D., 2004. Complexo Ofiolítico Varisco do Maciço de Morais (NE de Trás-os-Montes, Portugal). In: PEREIRA, E., CASTROVIEJO, R. e ORTIZ, F. (Eds.), *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica – Guías de Exploración para Metales Preciosos*, 265-284. Proyecto XIII.1 – CYTED, Madrid, España.
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, D., MACHADO, M., MOREIRA, M., CASTRO, P. 2003. Unidade de Pombais: – Ofiolito inferior do Maciço de Morais (NE de Trás-os-Montes, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)* n.º esp. V, B 76-80
- PEREIRA, Z., MEIRELES, C., PEREIRA, E., 1999. Upper Devonian palynomorphs of the NE sector of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone). XV Reun. Geol. Oeste Peninsular – International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, 201-206
- PEUCAT, J., BERNARD-GRIFFITHS, J., IBARGUCHI, J., DALLMEYER, R., MENOT, R., CORMICHET, J., IGLÉSIAS, M., 1990. Geochemical and geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics* 177, 263-292.
- PIN, C., PAQUETTE, J., ÁBALOS, B., SANTOS, J., IBARGUCHI, J., 2005. Geocronología y geoquímica del Complejo Ofiolítico de Morais (Portugal). Origen e implicaciones geodinámicas. *Macla* 3, 153-154 (XXV Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía)
- PIN, C., PAQUETTE, J., IBARGUCHI, J., ZALDUEGUI, J., ALLER, J., CUESTA, L., 2000. Geochronological and geochemical constraints on the origin of the ophiolitic units from the Northwestern Iberian

- Massif. In: GALICIA 2000, *Basement Tectonics 15*, Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement, Abstracts, 146-147.
- PIN, C., PAQUETTE, J., SANTOS ZALDUEGUI, J., IBARGUCHI, J., 2002. Early Devonian suprasubduction-zone ophiolite related to incipient collision processes in the Western Variscan Belt: The Sierra de Carreón unit, Ordenes Complex, Galicia. In: MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., HATCHER JR., R. D., ARENAS, R. e DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.) *Variscan Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement. The Geological Society of America, Special Paper 364*, 57-72.
- PINTO, M., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÉ, L., FERREIRA, M., 1987. Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Espérico. In: *Libro Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola: Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*, Editorial Rueda, Madrid. 69-86.
- PRIEM, H., BOELRIJK, M., VERSCHURE, R., HEBEDA, E., VERDURMEN, E., 1972. Upper Ordovician-Lower Silurian acidic magmatism in the pre-Hercynian basement of western Galicia, NW Spain. Progress Report (1970-1972) Lab. Isot. Geol. Amsterdam, 123-127.
- QUESADA, C., APALATGUI, O., EGUILUZ, L., LIÑAN, E., PALACIOS, T., 1990. Precambrian stratigraphy (Ossa-Morena Zone). In: DALLMEYER, R. D. e MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 252-258.
- REBELO, J., ROMANO, M., 1986. A contribution to the lithostratigraphy and paleontology of the lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast of Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal* 72/1-2, 45-57.
- REY, P., BURG, J., CASEY, M., 1997. The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt. In: BURG, J. P. e FORD, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*. Geol. Soc., Spec. Public. 121, 179-200.
- RIBEIRO, A., 1974. *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*. Serv. Geol. de Portugal. Mem. 24, 168 p.
- RIBEIRO, A., MARCOS, A., PEREIRA, E., LLANA-FÚNEZ, S., FARIAS, P., FERNÁNDEZ, F., FONSECA, P., CHAMINÉ, H., ROSAS, F., 2003. 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. VI Cong. Nac. de Geologia, Lisboa, Actas: D63-D64; Ciências da Terra (UNL), n.º esp V, CD-Rom, D63-D64.
- RIBEIRO, A., MUNHÁ, J., MARQUES, F., PEREIRA, E., MEIRELES, C., 1989. Accreted terranes in NW Ibéria: tectonothermal evolution of the Uppermost Allochthonous Thrust Complex in the Morais and Bragança Massifs (Trás-os-Montes, NE Portugal). International Conference on «Tectonothermal expression of terrane accretion within the Appalachian Orogen», Abstract Volume, p. 87-89, Athens, Georgia, USA.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., DIAS, R., 1990a. Structure in the NW of the Iberia Peninsula (Alloctonous sequences). In: DALLMEYER, R. D. e MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 220-236.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C., DALLMEYER, R., 1990b. Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R. D. e MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 399- 409.

- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., DIAS, R., FONSECA, P., MATEUS, A., ARAÚJO, A., RIBEIRO, L., MUNHÁ, J., OLIVEIRA, T., CHAMINÉ, H., COKE, C., ROMÃO, J., ROSAS, F., (em prep.) – Geodynamic Evolution of SW Europe Variscides.
- RIBEIRO, A., este volume. A evolução geodinâmica de Portugal.
- RIBEIRO, M. L. 1976. Considerações sobre a ocorrência de crossite em Trás-os-Montes, oriental. Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 82, 1-16.
- RIBEIRO, M. L., PRIEM, H. A., BOELRIJK, N., SCHERMERHORN, L., 1985. Rb-Sr whole rock age of peralkaline acidic volcanics in the Macedo de Cavaleiros area, Trás-os-Montes (NE Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal 71/2, 171-174.
- RIBEIRO, M. L. 1986. Geologia e Petrologia da região a Sw de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes). Tese, Fac.Cienc. Univ. Lisboa, 202 p.
- RIBEIRO, M. L. 1987a. Petrogenesis of early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). Geologische Rundschau 76/1, 147-168.
- RIBEIRO, M. L. 1987b. The significance of Valbenfeito felsic dikes on the definition of the regional tectonic setting. Com. Serv. Geol. Portugal 73/1-2, 3-10. Lisboa.
- RIBEIRO, M. L. 1988. Shear heating contribution for metamorphic gradient evolution at Macedo de Cavaleiros region (Trás-os-Montes, eastern). Com. Serv. Geol. Portugal 74, 35-39. Lisboa.
- RIBEIRO, M. L. 1991. Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes oriental). Memória nº 30, 106 p. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- RIBEIRO, M. L., Floor, P., 1987. Magmatismo peralcalino no Maciço Hespérico: sua distribuição e significado geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. & Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.). Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, 211-222. Editorial Rueda, Madrid
- RIBEIRO, M. L. & Ribeiro, A., 2004. Análise petrográfica e textural dos Gnaisses de Saldanha (Trás-os-Montes oriental): elementos para nova interpretação estratigráfica. Comunicações Geológicas 91, 5-16
- RIES, A., Schackleton, R., 1971. Catazonal complexes of Northwest Spain and Portugal: remnants of a Hercynian Thrust Plate. Nature Phys. Sci. 234, 65-68.
- ROBARDET, M., 2002. Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints. In: Martínez Catalán, J.R., Hatcher Jr., R.D., Arenas, R. and Díaz García, F. (Eds.), Variscan Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement. The Geological Society of America, Special Paper 364, 1-16.
- RODRIGUES, J., Ribeiro, A., Pereira, E., Meireles, C., 2003. Organização tectonostratigráfica do Complexo Parautóctone do NE de Portugal: uma proposta. VI Cong. Nac. de Geologia, Lisboa, Actas: D76-D78; Ciências da Terra (UNL), n.º esp V, CD-Rom, D76-D78.
- RODRIGUES, J. Pereira, E., Ribeiro A., (este volume). Estrutura interna do Complexo de mantos parautóctones, sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal).

- RODRIGUEZ, L., ROSA, MARCOS, A., FARIAS, P., 2004. Palynological data on the age of the meta-sediments of the «Schistose Domain» in the Cabo Ortegal área (Galicia-TRás-os-Montes Zone, NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 4, 214-232.
- SANTOS, J., 1998. Geoquímica de litologias básicas e ultrabásicas da Unidade Alóctone Superior do Maciço de Bragança. Tese Univ. Aveiro, 402 p.
- SANTOS, J., MARQUES, F., MUNHÁ, J., RIBEIRO, A., TASSINARI, C., 1997. First dating of a Precambrian (1.0 to 1.1 Ga) HP/HT metamorphic event in the uppermost allochthonous unit of the Bragança Massif (Iberian Variscan chain, northern Portugal). *Terra Nova* 9, Abstracts Supplement 1, 497.
- SANTOS, Z., J., SCHÄRER, U., IBARGUCHI, J., GIRADEAU, J., 1996. Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic-mafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr, and Pb-Pb isotope data. *Chem. Geology* 129, 281-304.
- SCHERMERHORN, L., KOTSCH, S., 1984. First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Com. Serv. Geol. Portugal* 70/1, 23-29.
- SIMANCAS, J., GONZÁLEZ LODEIRO, F., EXPÓSITO, I., AZOR, A., MARTÍNEZ POYATOS, D., 2002. Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and western European Variscides. In: MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., HATCHER JR., R. D., ARENAS, R. e DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.): *Variscan-Appalachian Dynamics – The Building of the Late Paleozoic Basement*. The Geological Society of America, Special Paper 364, 253-262.
- SHOOD, M., 1981. *Modern igneous petrology*. John Wiley & Sons, Toronto.
- STAMPFLI, G., BOREL, G., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planet. Sci. Letters* 196, 17-33.
- STAMPFLI, G., BOREL, G., VON RAUMER, 2000. Terrane accretion in the Variscan domain. In: GALICIA 2000, *Basement Tectonics 15 Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*, Abstracts, 167-169.
- THIEBLEMONT, D., CABANIS, B., 1990. Utilization d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol. France* VI/1, 23-35.
- VALLE AGUADO, B., AZEVEDO, M. R., SCHALTEGGER, U., MARTÍNEZ CATALÁN, J., NOLAN, J., 2005. U/Pb circón and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extensión in Central Northern Portugal. *Lithos* 82, 169-184.
- VALVERDE-VAQUERO, P., MARCOS, A., FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., 2005. U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia- Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta* 3/1, 27-37.
- WINCHESTER, J., FLOYD, P. 1977. Geochemical discriminanation of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.