

# Sequências ofiolíticas internas da zona de Ossa-Morena: implicações geodinâmicas na evolução da Cadeia Varisca Ibérica

## Internal Ossa-Morena Zone Ophiolitic sequences: geodynamic implications for the evolution of the SW branch of the Iberian Variscan Chain

<sup>1</sup>PEDRO, J.C.; <sup>2</sup>ARAÚJO, A.; <sup>3</sup>FONSECA, P.E. E <sup>4</sup>MUNHÁ, J.M.

### Abstract

The Internal Ophiolitic Sequences correspond to allochthonous oceanic crust fragments that outcrop near the SW boundary of the Ossa-Morena Zone (Évora-Beja Domain), in an internal position relative to the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex. The Internal Ophiolitic Sequences occur as tectonic imbrications or klippen, in the Moura Phyllonitic Complex. Despite deformation and metamorphism (greenschist/amphibolite facies), they still preserve a typical ophiolitic internal stratigraphy identical to the one described for many LOT (“Lherzolithic Ophiolite Type”) ophiolites.

Geochemical data indicates that the Internal Ophiolitic Sequences have variable tholeiitic chemistry, transitional between N-MORB and E-MORB. Petrogenetic modelling suggests that the observed geochemical variations reflect both mantle source heterogeneity and partial melting processes. The Internal Ophiolitic Sequences geochemistry indicates that their igneous protholites formed in an anorogenic tectonomagmatic environment, like the ocean ridge basins, without any influence of orogenic components related to subduction mechanisms. These features contrast markedly with those reported for the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex, which have been interpreted as representing oceanic crust generated in a “back-arc” setting. Thus, supporting the existence of two distinct oceanic basins (ocean ridge and back-arc) during the geodynamical evolution of the SW Iberian Variscan Chain. Therefore, the Internal Ophiolitic Sequences in the Ossa-Morena Zone reflect the early oceanization events during the Variscan Orogeny.

**Key words:** Ophiolites, Ossa-Morena Zone, MORB, anorogenic magmatism, ocean basins, Iberian Variscan Belt.

Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe  
Coruña. 2005. Vol. 30, pp.

- (1) Departamento de Geociencias, Universidade de Évora, 7000 Évora, Portugal e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.
- (2) Departamento de Geociencias e Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, 7000 Évora, Portugal.
- (3) Departamento de Geologia e Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.
- (4) Departamento de Geologia e Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C6, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal.

## INTRODUÇÃO

O Maciço Ibérico aflora na parte ocidental da Península Ibérica (figura 1.A); trata-se de um fragmento de soco varisco, com idades que vão do Precâmbrico ao Paleozóico superior, parcialmente coberto por formações meso-cenozóicas. O Maciço Ibérico foi inicialmente subdividido por LOTZE (1945) em seis zonas (LOTZE, 1945) com diferentes características paleogeográficas, metamórficas e estruturais (figura 1.B). Posteriormente as seis zonas foram reinterpretadas e redefinidas por vários autores (BARD, 1969; JULIVERT *et al.*, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1990), mas mantiveram, no seu essencial, os limites inicialmente estabelecidos por (LOTZE, 1945).

O Maciço Ibérico representa o segmento SW de soco varisco europeu onde não se registaram reactivações significativas durante os eventos tectonometamórficos alpinos (DALLMEYER & MARTÍNEZ GARCIA, 1990). Relaciona-se com a restante Cadeia Varisca Europeia através do Arco Ibero-Armoricano (ARTHAUD & MATTE, 1977; BURN & BURG, 1982; MATTE, 1986; BURG *et al.*, 1987; DIAS & RIBEIRO, 1994), que é uma megaestrutura que confere um aspecto arqueado à Cadeia Varisca Europeia (figura 1.C), e cuja génese é explicada pelos modelos de colisão continental oblíqua (BURN & BURG, 1982; MATTE, 1986; RIBEIRO *et al.*, 1990). Por outro lado, os mesmos modelos justificam a existência de diferenças estruturais e paleogeográficas significativas nos ramos N e S da virgacão, bem como a ocorrência de ofiolitos nos ramos N (ofiolito de Lizard) e S (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) da Cadeia Varisca Europeia, os quais materializam zonas de suturas variscas responsáveis pelo fecho de bacias oceânicas (MATTE, 1986; CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988; FONSECA, 1997; FONSECA *et al.*, 1999; SIMAN-CAS *et al.*, 2002).

A Zona de Ossa-Morena é uma zona tectonoestratigráfica constituinte do Maciço Ibérico. Apresenta afinidades norte “gondwanicas”, que contrastam com afinidades armoricanas do restante Maciço Ibérico e dos domínios setentrionais da Cadeia Varisca Europeia (ROBARDERT & GUTIERREZ MARCO, 1990). Embora não sendo unanimemente aceite, em termos gerais, é possível definir para Zona de Ossa-Morena dois ciclos tectó-

nicos: um cadomiano, responsável pela acreção da Zona de Ossa-Morena ao Autóctone Ibérico durante o Proterozóico Superior (MATA & MUNHÁ, 1986; QUESADA, 1990; QUESADA *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990; ABALOS *et al.*, 1991); e outro varisco, o qual é responsável pela maioria das fases de deformação, estruturas e eventos metamórficos e magmáticos observáveis na Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al.*, 1990; MATA & MUNHÁ, 1990; QUESADA *et al.*, 1994; ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995; ROSAS, 2003). Para além destas características, a Zona de Ossa-Morena distingue-se, ainda, por ser limitada meridionalmente pelo Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que materializa uma importante sutura varisca, entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa, (MUNHÁ *et al.*, 1986; CRESPO-BLANC & OROZCO, 1988; QUESADA *et al.*, 1994; ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995; FONSECA *et al.*, 1999), e cuja génese está relacionada com os processos de subducção/obducção, vergentes para N, vigentes no bordo SW da Zona de Ossa-Morena durante o ciclo varisco. Por outro lado, os registos magmáticos, metamórficos e sedimentares da Zona de Ossa-Morena variam em função do andar estrutural e da idade das formações permitindo a vários autores (CARVALHO *et al.*, 1971; CHACÓN, *et al.*, 1983; APALATEGUI *et al.*, 1990; OLIVEIRA *et al.*, 1991; ARAÚJO & RIBEIRO, 1995) dividir a Zona de Ossa-Morena em diferentes domínios.

Junto ao bordo SW da Zona de Ossa-Morena (figura 2) individualizam-se o Complexo Ígneo de Beja e o Domínio de Évora-Beja. O Complexo Ígneo de Beja instala-se ao longo do bordo SW da Zona de Ossa-Morena (FONSECA, 1995) entre o Devónico médio-superior e o Carbónico, mais precisamente entre o Givetiano-Frasniano e o Tournaciano-Viséano (CONDE & ANDRADE, 1974; SANTOS *et al.*, 1987; DALLMEYER *et al.*, 1993). É constituído por diferentes maciços de rochas intrusivas, geneticamente relacionados com a subducção varisca entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa, aos quais se associam espacialmente episódios de actividade vulcânica (ANDRADE *et al.*, 1991, 1992). O Domínio de Évora-Beja é constituído por formações sedimentares, vulcano-sedimentares e por ortognaisses, do Proterozóico superior/Paleozóico inferior, que ocorrem preferencialmente nos núcleos dos antifor-mas. No seu conjunto, estas formações definem

uma sequência parautoctone, que eventualmente poderá conter termos litológicos representativos do soco da Zona de Ossa-Morena. Sobre a sequência parautoctone ocorrem formações alóctones, paleozóicas, de natureza sedimentar ou vulcano-sedimentar, que tendem a ocorrer em antiforamas e sinforamas, geralmente com direcção NW-SE.

O Complexo Filonítico de Moura quer pela sua extensão cartográfica (aflora numa área superior à centena de Km<sup>2</sup>, estendendo-se para Espanha – Formação Cubito), quer pelo seu significado geodinâmico é a formação alóctone mais importante do Domínio de Évora-Beja (ARAÚJO, 1995; ARAÚJO *et al.*, 1998). Trata-se de uma formação bastante deformada, constituída por mantos alóctones colocados tectonicamente sobre a sequência parautoctone. Petrograficamente, no Complexo Filonítico de Moura, individualiza-se uma unidade metassedimentar, na fácies dos xistos verdes, com xistos pelíticos, essencialmente sericitico-cloríticos, com variações biotíticas, moscovíticas e siliciosas, e intercalações de uma outra unidade, de natureza vulcânica, essencialmente básica, com grau metamórfico entre as fácies dos xistos verdes e anfibolítica. No interior do Complexo Filonítico de Moura ocorrem, também, imbricações de rochas com diferentes proveniências e significados geotectónicos distintos: (1) rochas provenientes das formações parautoctones, (2) eclogitos e xistos azuis, representativos de um evento tectonometamórfico varisco de alta pressão (De JONG *et al.*, 1991; FONSECA *et al.*, 1993; PEDRO, 1996; MOITA, 1997; LEAL *et al.*, 1997; FONSECA *et al.*, 1998; FONSECA *et al.*, 1999; LEAL, 2001) e (3) fragmentos ofiolíticos (figura 3), designados por Sequências Ofiolíticas Internas, que possuem assinaturas geoquímicas e significados geotectónicos distintos dos estabelecidos para o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (ARAÚJO *et al.*, 1993; PEDRO *et al.*, 1998; FONSECA *et al.*, 1999; PEDRO *et al.*, 2003a, 2003b; PEDRO, 2004). As características estruturais do Complexo Filonítico de Moura, bem como a diversidade e significado das rochas imbricadas no seu interior, permitem interpretar esta formação como uma “mélange” tectónica geneticamente relacionada com a sutura varisca do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica (ARAÚJO, 1995; ARAÚJO *et al.*, 1998; PEDRO, 2004).

Neste trabalho apresentam-se as características

geológicas e geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas, discute-se o seu significado geotectónico e comparam-se as naturezas dos protólitos ígneos das Sequências Ofiolíticas Internas e do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, que indicam o envolvimento de diferentes tipos de crusta oceânica, provenientes de bacias oceânicas distintas, durante a evolução geodinâmica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica.

## SEQUÊNCIAS OFIOLÍTICAS INTERNAS

### Encuadramento geológico

Estudos realizados no Domínio de Évora-Beja (ARAÚJO *et al.*, 1993; SOUSA *et al.*, 1993; ARAÚJO, 1995; FONSECA, 1995; SOUSA, 1996; PEDRO *et al.*, 1998) permitiram reconhecer, numa posição interna relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, sequências de rochas ultrabásicas e básicas típicas de litosfera oceânica. Estas, localizam-se junto ao limite SW da Zona de Ossa-Morena e correspondem às Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004). Ocorrem sob a forma de “klippes” ou imbricações tectónicas no interior do Complexo Filonítico de Moura (figura 3) e afloram em cinco sectores diferentes, referenciados de acordo com a sua localização geográfica e que são: S. Lourenço, Oriola, Vila Ruiva, Antas e Santana.

### Sector de San Lourenço

O sector de S. Lourenço foi a primeira Sequência Ofiolítica Interna identificada na Zona de Ossa-Morena (ARAÚJO *et al.*, 1993; SOUSA *et al.*, 1993). Localiza-se no vale do rio Guadiana, aproximadamente a 1,5 Km a SSW da Vila de Pedrogão e consiste numa sequência anfibolítica imbricada no Complexo Filonítico de Moura (figura 4).

A sequência anfibolítica corresponde a um fragmento de crusta oceânica incompleta, onde estão representadas as unidades superiores, faltando os termos ultrabásicos e os cumulados máficos. Litologicamente identificam-se anfibolitos finos e grosseiros, que correspondem a metabasaltos e metagabros, respectivamente. Os metagabros apresentam texturas tipo “flasergabros” e são cortados por estruturas que sugerem tratar-se de injeções de

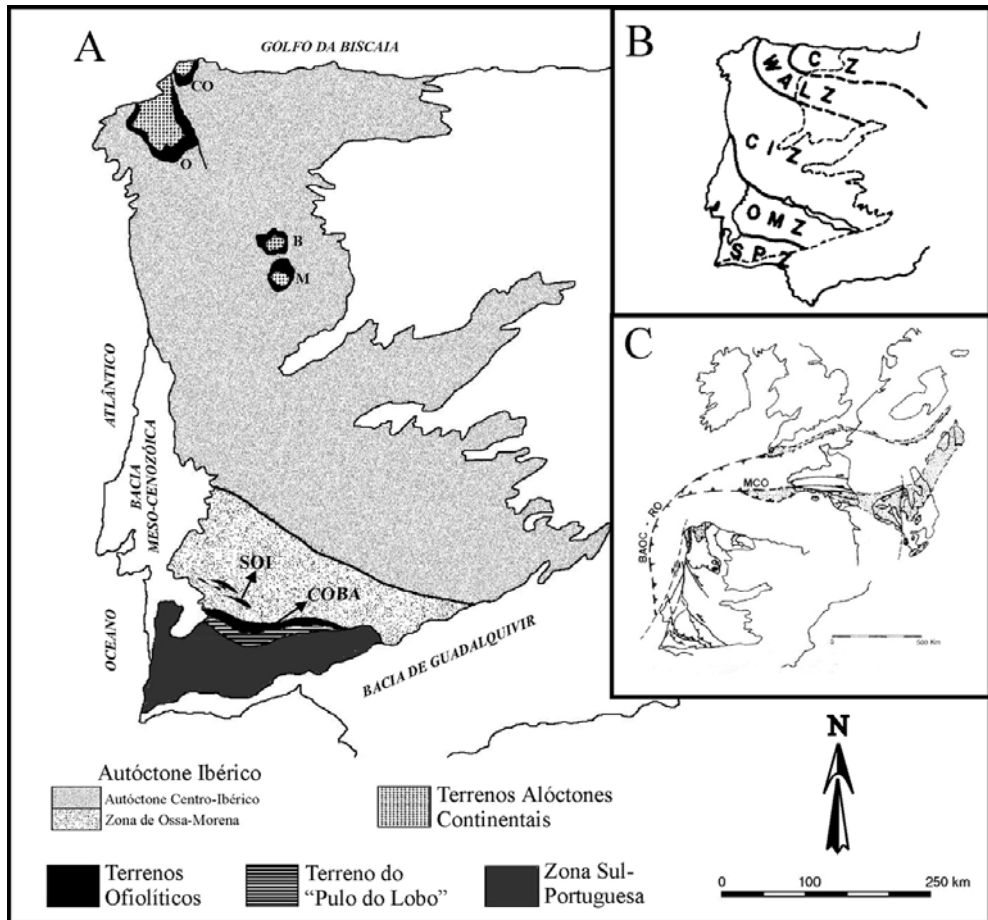


Fig. 1.A – Mapa simplificado dos terrenos tectonoestratigráficos do Maciço Ibérico (adaptado de RIBEIRO et al., 1990, QUESADA, 1992 & FONSECA, 1995). CO: Cabo Ortegal, O: Ordenes, B: Bragança, M: Morais, SOI: Sequências Ofiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena, COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. B – Divisões do Maciço Ibérico propostas por JULIVERT et al. (1974). CZ: Zona Cantábrica, WALZ: Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, CIZ: Zona Centro-Ibérica, OMZ: Zona de Ossa-Morena, SPZ: Zona Sul-Portuguesa. C – Correlação entre as suturas variscas na Europa Ocidental (segundo DIAS & RIBEIRO, 1994). As áreas a ponteados correspondem a mantos de níveis estruturais profundos e ofiolíticos. MCO: Oceano do Maciço Central; BAOC-OR: Ofiolito de Beja-Acebuches – Oceano Rheic.

diques em gabro, mas que (pelo menos localmente) correspondem a zonas de cisalhamento com acentuada recristalização metamórfica. Os metabasaltos nas zonas de menor deformação, mostram texturas porfíricas primárias e nos níveis superiores apresentam intercalações, esporádicas, de chertes e sulfuretos hidrotermais. No topo da sequência ocorrem xistos grafitosos (possivelmente corresponden-

do a sedimentos oceânicos?) separados das rochas metabásicas por contactos mecânicos.

A análise estrutural deste sector reveste-se de grande importância, dadas as boas condições de afloramento e porque mostra o carácter aloctonista deste fragmento ofiolítico (fig.ura 4.B). Estudos de geologia estrutural, realizados neste sector (SOUSA et al., 1993; ARAÚJO, 1995), mostram que as dife-

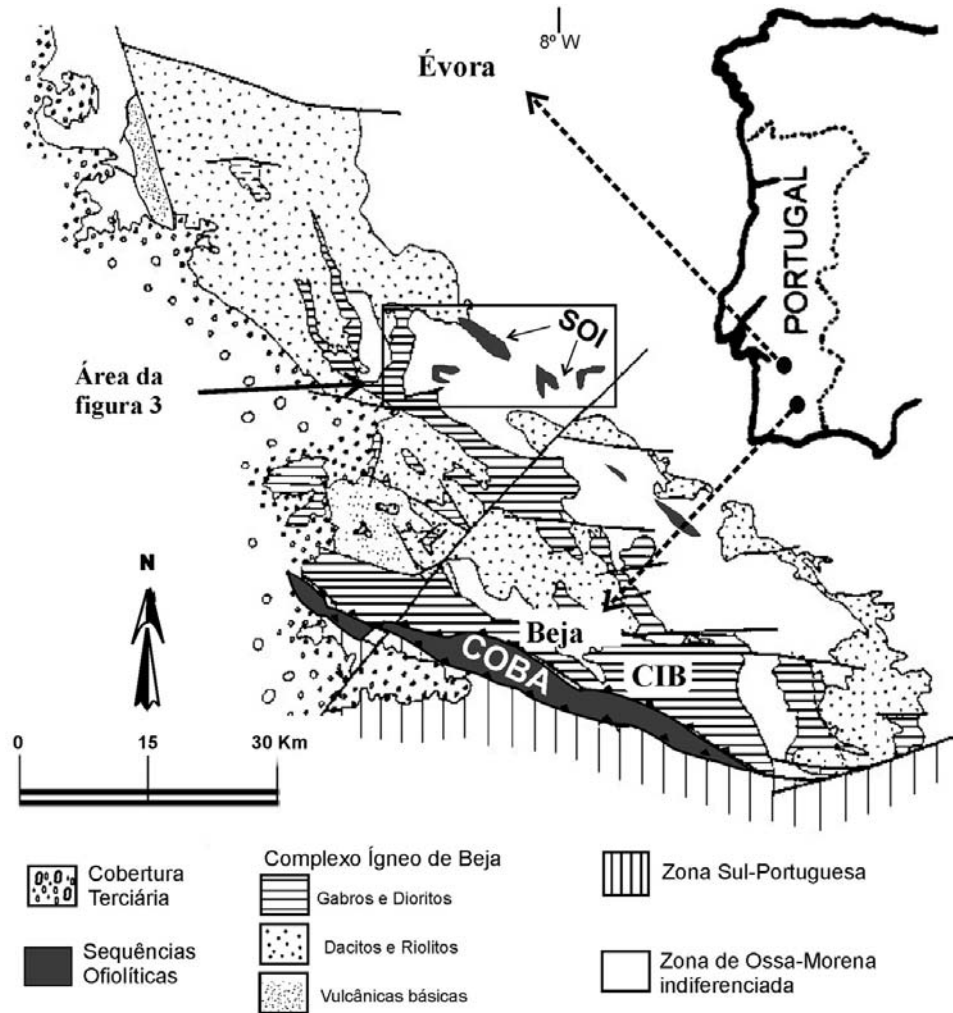


Fig. 2 – Mapa geológico simplificado da região SW da Zona de Ossa-Morena (adaptado de FONSECA, 1995). COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, SOI: Sequências Ofiolíticas Internas, CIB: Complexo Ígneo de Beja.

rentes unidades constituintes da sequência ofiolítica encontram-se afectadas e separadas por diversos cisalhamentos vergentes para N. Estes, no seu conjunto definem um gradiente de deformação que aumenta do topo para a base; observa-se um desenvolvimento intenso de foliação milonítica, representativa do transporte e imbricação da sequência ofiolítica de S. Lourenço, no interior do Complexo Filonítico de Moura.

#### Sector de Oriola

O sector de Oriola é em área a maior Sequência Ofiolítica Interna. Aflora numa faixa de direcção NW-SE, com aproximadamente 5 Km de extensão por 2 Km de largura. Caracteriza-se pela ocorrência de imbricações de fragmentos de litosfera oceânica e rochas provenientes da Sequência Parautóctone, do Domínio de Évora-Beja, no interior Complexo Filonítico de Moura (figura 5.A).

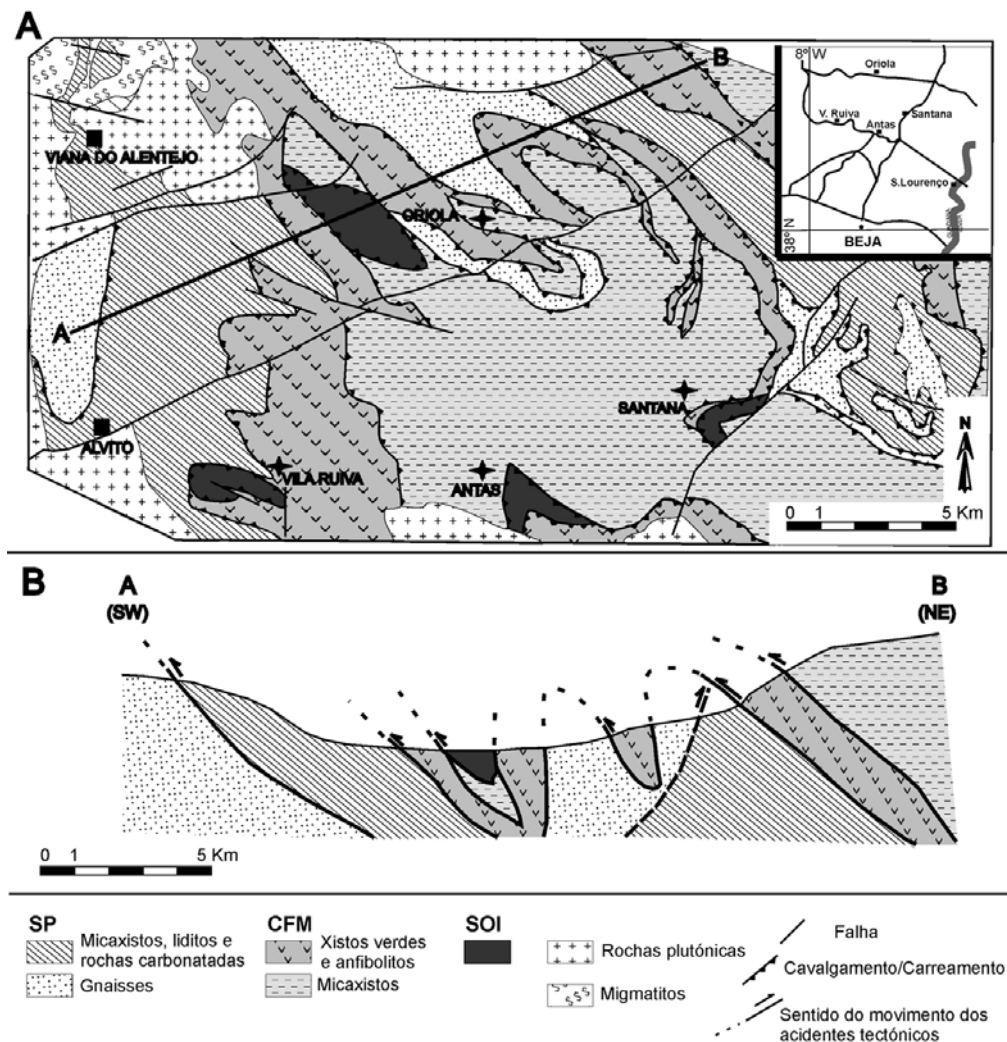


Fig. 3 – Mapa (A) e corte geológico (B) do sector S. Lourenço (adaptado de SOUSA et al., 1993 e ARAÚJO, 1995). SOI: Sequências Ofolíticas Internas; CFM: Complexo Filonítico de Moura.

Neste sector a sequência ofiolítica é constituída por cumalados piroxeníticos, metagabros e metabasaltos. Os metabasaltos encontram-se recristalizados nas fácies dos xistos verdes e devido à sua reologia apresentam a foliação bem marcada. Nas zonas de menor deformação exibem, ainda, algumas das características primárias tais como texturas porfíriticas e variações de granularidade, concentradas em veios mili a centimétricos; sugerem injeções de

estruturas tipo diques. Os cumalados piroxeníticos e os metagabros encontram-se menos deformados que os metabasaltos, mas apresentam, igualmente, a foliação bem marcada. Encontram-se associados geometricamente numa mancha elíptica de direcção NW-SE, com aproximadamente 500 m de comprimento por 200 m de largura. Não se observa qualquer evidência de contacto mecânico entre estas litologias, o que sugere que estejam geneticamente

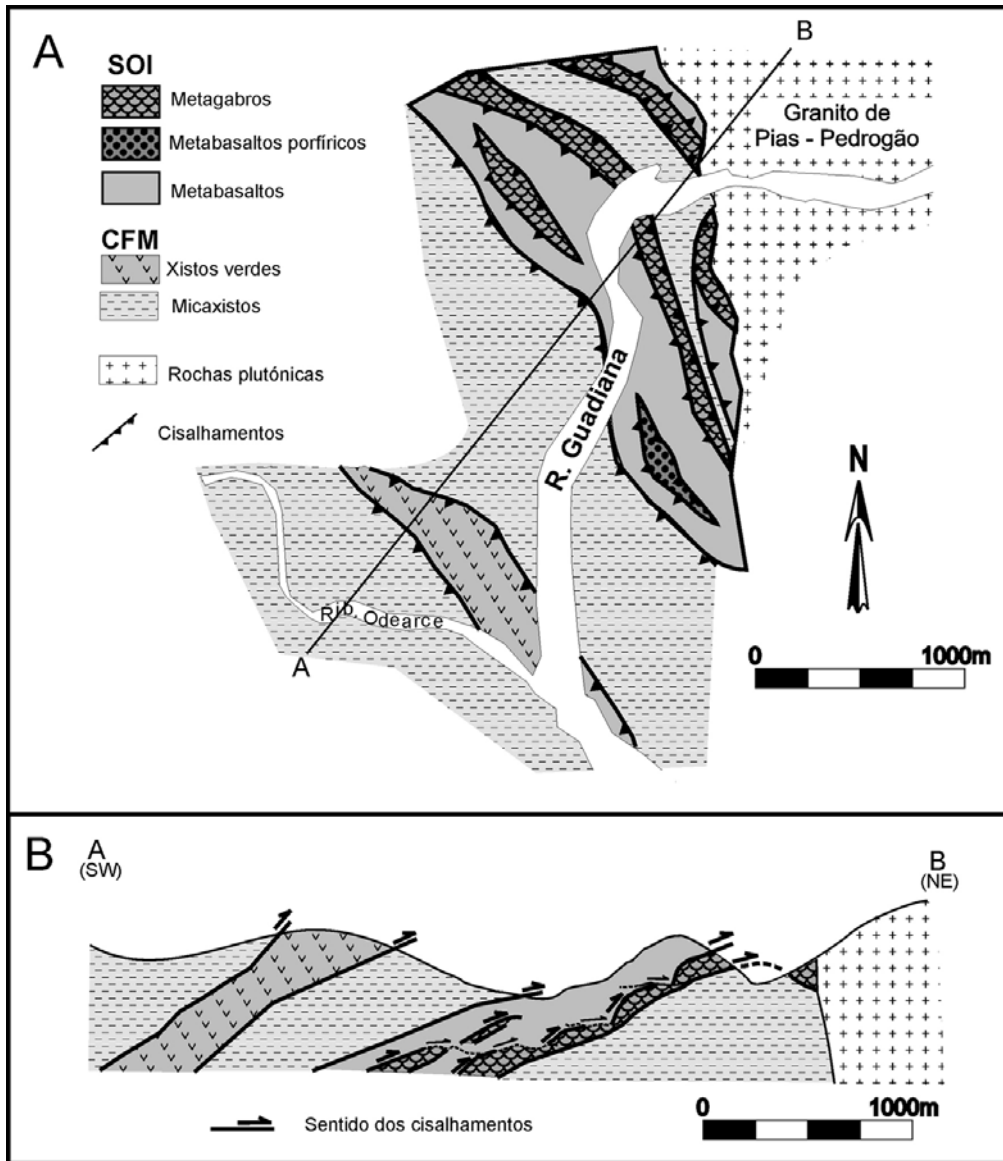


Fig. 4. – Mapa (A) e corte (B) geológico esquemáticos, representativos das ocorrências, das Sequências Ofolíticas Internas (excepto sector de S. Lourenço). SP: Sequência Parautóctone, CFM: Complexo Filonítico de Moura; SOI: Sequências Ofolíticas Internas.

relacionadas por processos de diferenciação e extracção magmática. Os metagabros apresentam texturas variadas, em termos de granularidade, sendo de realçar a presença de frequentes “flaserga-

bro” e de metagabros, fortemente meteorizados, cortados por estruturas discordantes, relativamente ao bandado magmático (diques em gabro?).

Apesar de existirem cisalhamentos nos metaba-



saltos, a sequência ofiolítica constitui um fragmento único de crosta oceânica representada por níveis crustais superiores (basaltos) e níveis gabróicos, que apresentam variações texturais e processos de acumulação típicos de fenómenos de evolução magmática. Este fragmento de litosfera oceânica encontra-se tectonicamente colocado sobre a Sequência Parautóctone, nomeadamente sobre litologias (metaliditos e rochas carbonatadas) para as quais se admitem idades do Proterozóico superior/Câmbrico inferior (CARVALHOSA, 1971; OLIVEIRA *et al.*, 1991; GONÇALVES & CARVALHOSA, 1994). Apesar dos contactos entre a Sequência Ofolítica Interna e a Sequência Parautóctone serem de natureza mecânica, a análise detalhada da vergência, que se faz para SW, e da cinemática das estruturas observáveis nestas formações (PEDRO, 2004) mostra, de forma inequívoca, que a sequência ofiolítica é posterior à Sequência Parautóctone, ou seja, que as Sequências Ofolíticas Internas correspondem a um evento tectonomagmático geneticamente associado à Orogenia Varisca.

### Sector de Vila Ruiva

O sector de Vila Ruiva aflora numa área com aproximadamente 4 Km<sup>2</sup>, estando a sua estrutura bem exposta ao longo de um corte com cerca de 400 m de extensão por 6 m de altura. Trata-se de um fragmento de crosta oceânica constituído pelos níveis superiores (basaltos) e eventualmente um complexo de dique em dique), imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura e posteriormente afectado por intensa deformação dúctil e frágil (fig.ura 5.B).

A sequência ofiolítica é constituída por metabasitos na fácies dos xistos verdes; essencialmente xistos verdes, xistos cloríticos e menos frequentemente xistos anfibólicos. As texturas variam entre os termos maciços finos a termos porfíricos. Neste último caso, apresentam uma acentuada blastese de albite, que confere um carácter porfiroblástico aos metabasitos, sugerindo retrogradação a partir de fácies metamórfica de grau mais elevado. Para além de possuírem a foliação bem marcada, os metabasitos encontram-se fortemente deformados e recristalizados. Localmente, os metabasitos mostram uma anisotropia fortemente penetrativa, marcada por uma intensa “rede” de cisalhamentos que chegam,

inclusive, a cortarem-se mutuamente. A distribuição dos cisalhamentos sugere que se tenham instalado, aproveitando anisotropias de uma estrutura pré-existente, podendo tratar-se de um complexo dique em dique(?).

A estrutura deste sector é dominada por cisalhamentos, de inclinação variável, com movimentação para W, enquanto que a foliação apesar de apresentar com grandes variações, impostas pela acção de uma tectónica frágil, define uma vergência para NE, que contrasta com a vergência do sector de Oriola.

### Sector de Antas

O sector de Antas aflora numa área com aproximadamente 2 Km de extensão por 1,5 Km de largura, sendo a Sequência Ofolítica Interna mais completa e melhor preservada. Corresponde a um fragmento de litosfera oceânica imbricado no interior do Complexo Filonítico de Moura e posteriormente intruído e metamorfozizado por contacto por corpos ígneos do Complexo Ígneo de Beja (fig.ura 5.C).

A sequência ofiolítica é constituída por rochas básicas (metagabros e metabasaltos) e ultrabásicas. As rochas ultrabásicas correspondem a werlitos e dunitos. Afloram, essencialmente, sob a forma de blocos, por vezes de dimensões métricas, no interior de depressões resultantes de exploração de amianto. Encontram-se serpentinizados e apresentam texturas resultantes de processos de acumulação. Os metagabros correspondem essencialmente a “flaser-gabros”, regra geral equigranulares de grão fino a grão grosseiro, com a foliação bem marcada, sendo possível observar localmente metagabros fortemente tectonizados. A principal característica desta unidade litológica é a presença de várias intrusões de diques de grão fino que cortam as litologias metagabroicas. Os diques apresentam uma composição mineralógica dominada pela plagioclase e hornblenda. Encontram-se menos deformados que os metagabros e variam desde veios milimétricos anastomosados, a diques centimétricos com nítidas margens de arrefecimento. Os metagabros associam-se às rochas ultrabásicas, identificando-se intrusões de rochas gabróicas no interior dos peridotitos, as quais resultam de processos de diferenciação magmática semelhantes aos descritos para os processos magmatogénicos responsáveis pela formação de litosfera oceânica (JUTEAU & MAURY, 1999). Os

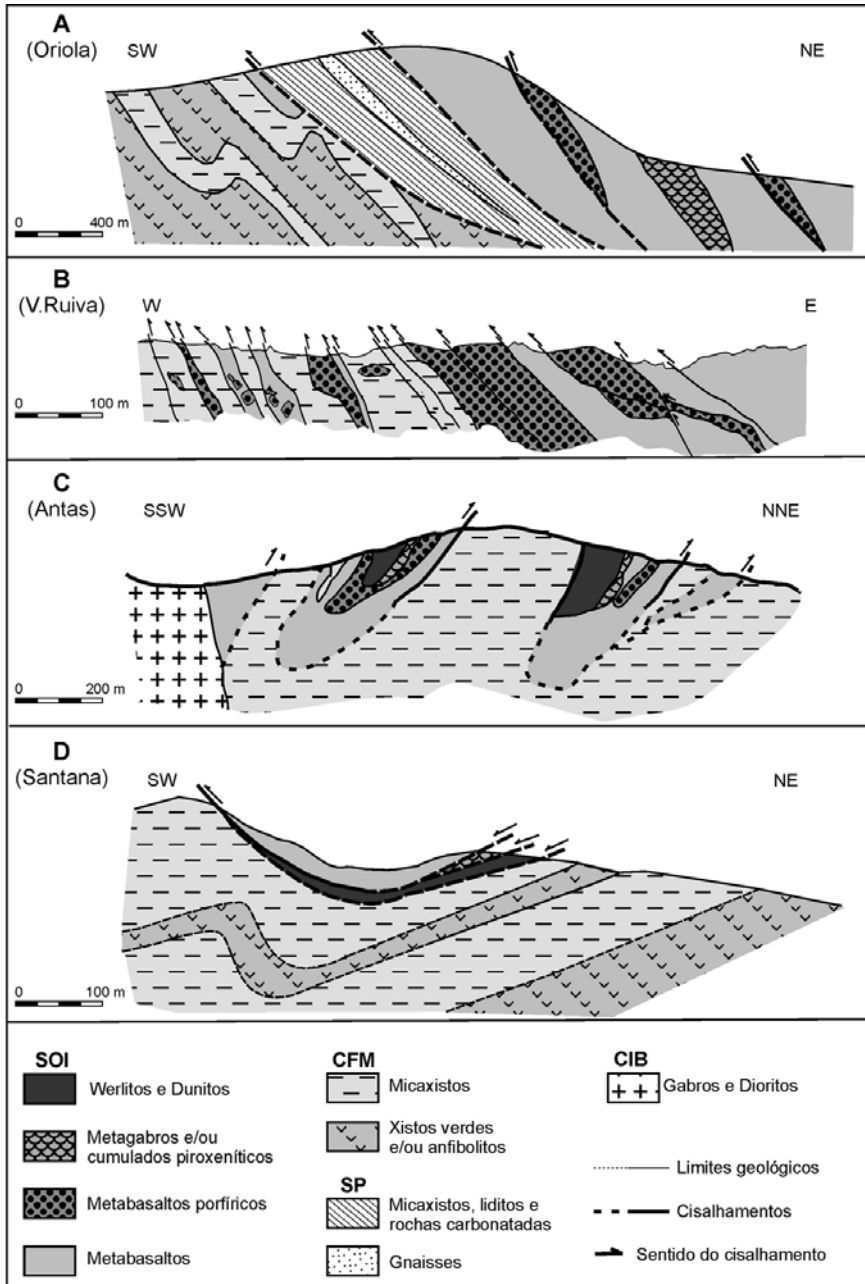


Fig. 5 – Cortes geológicos dos sectores de Oriola (A), Vila Ruiva (B), Antas (C) e Santana (D). SOI: Sequências Ofolíticas Internas; CFM: Complexo Filonítico de Moura; SP: Sequência Parautóctone; CIB: Complexo Ígneo de Beja.

metabasaltos, transformados em xistos verdes, apresentam-se com a foliação bem marcada; distinguem-se termos finos e porfíricos com porfiroblastos de albite. Associam-se espacialmente aos metagabros e peridotitos, sem evidências de contactos tectónicos entre estas unidades.

Em termos gerais a foliação ocorre segundo a direcção E-W, inclinando para sul, definindo vergência N, que é concordante com a rotação sinistrogida da estrutura observada no sector de Vila Ruiva.

### Sector de Santana

O sector de Santana aflora numa mancha com aproximadamente 3 Km<sup>2</sup>, junto à antiga mina de Santana (exploração de amianto). Caracteriza-se pela ocorrência de um fragmento de litosfera oceânica formado por litótipos ultrabásicos (peridotitos) associados a níveis crustais de natureza basáltica, que se encontra colocado tectonicamente como um “klippe” sobre o Complexo Filonítico de Moura, tendo sido posteriormente dobrado em sinforma (fig.ura 5.D).

Na sequência ofiolítica individualizaram-se rochas ultrabásicas e metabasaltos como unidades principais. As rochas ultrabásicas constituem uma unidade bastante homogénea e compacta que apresenta, no mínimo, cerca de quatro metros de espessura. É constituída por peridotitos, de aspecto maciço, essencialmente dunitos, fortemente serpentinizados, tendo a serpentina desenvolvido-se sob a forma de núcleos e/ou veios. Localmente os peridotitos são cortados por estruturas magmáticas intrusivas, diques e pegmatóides representando rochas básicas de granularidade variável. Os metabasaltos encontra-se geometricamente subjacente às rochas ultrabásicas. Correspondem a metabasitos, recristalizados na fácies dos xistos verdes com a foliação muito bem marcada. Mineralogicamente são dominados pela presença de albite, clorite, actinolite e epidoto, enquanto que texturalmente apresentam texturas maciças, com granularidades finas, a porfíricas.

Relativamente à estrutura, a análise da foliação mostra variações que definem a ocorrência de um sinforma, orientado segundo a direcção NW-SE, vergente para SW, cujo núcleo corresponde à zona da mina de Santana.

## ESTRUTURA OFIOLÍTICA

Em função da estrutura da crosta e da natureza petrográfica do manto residual os ofiolitos são classificados em dois tipos fundamentais (NICOLAS, 1989; JUTEAU & MAURY, 1999): harzburgíticos (HOT - “Harzburgitic Ophiolite Type”) e lherzolíticos (LOT - “Lherzolic Ophiolite Type”). Os ofiolitos harzburgíticos apresentam uma “pseudoestratigrafia” idêntica à das sequências clássicas, constituída da base para o topo por: complexo ultramáfico essencialmente harzburgítico, complexo gabróico, complexo máfico de diques em diques e complexo vulcânico (essencialmente “pillow-lavas”) associado a sedimentos pelágicos que definem uma secção crustal contínua e espessa. Em oposição, os ofiolitos lherzolíticos apresentam heterogeneidades primárias (magmáticas), as quais podem posteriormente ser acentuadas pela acção tectonometamórfica, originando sequências incompletas relativamente à definição clássica (JUTEAU & MAURY, 1999). Caracterizam-se por possuírem uma secção crustal reduzida e descontínua, com raras presenças de complexos de diques em diques e de cumulos estratiformes, enquanto que a sequência mantélica é constituída por peridotitos serpentinizados (lherzolitos, werlitos e dunitos) intruídos por diques, pegmatóides e câmaras magmáticas de natureza basáltica e gabróica, sendo que os gabros são frequentemente cortados por diques diabásicos.

Atendendo às características das Sequências Ofiolíticas Internas verifica-se que elas apresentam-se regra geral, desmembradas e incompletas, sendo possível observar, em alguns casos, unidades separadas por acidentes tectónicos numa mesma sequência. No entanto, no seu conjunto, as Sequências Ofiolíticas Internas definem uma “pseudoestratigrafia” semelhante à adoptada para as sequências clássicas dos ofiolitos, incluindo da base para o topo: rochas ultramáficas, cumulos máficos, metagabros, metagabros com texturas de fluência (flasergabros), metagabros intruídos por diques e metabasaltos (fig.ura 6). Quanto à estrutura magmática, as Sequências Ofiolíticas Internas mostram afinidades com os ofiolitos lherzolíticos; apresentam heterogeneidades primárias, posteriormente acentuadas pela acção tectonometamórfica, tornando as sequências mais incompletas e desmembradas. Assim, as Sequências Ofiolíticas Internas, afectadas por inten-

sa deformação varisca e recrystalizadas metamorficamente entre a fácies dos xistos verdes e a fácies anfibolítica, apresentem-se incompletas, com diferenças significativas nos diferentes sectores e com heterogeneidades resultantes não só dos fenómenos tectonometamórficos variscos, como também do processo magmático contemporâneo da sua formação.

## GEOQUÍMICA E PETROGÉNESE

A caracterização geoquímica efectuada por (PEDRO (2004) permitiu definir as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas. Nesse estudo, foram realizadas 80 análises de elementos maiores e em traço, por ICP-MS (“Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry”), nos diferentes litótipos das Sequências Ofiolíticas Internas. Os resultados obtidos (por PEDRO (2004) ao nível dos elementos em traço, nomeadamente, ao nível dos elementos de alto potencial iónico, que se admitem imóveis durante os processos de metassomatismo e/ou metamorfismo e que possuem comportamento incompatível durante os processos de evolução magmática (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975, 1978; PEARCE, 1975; WINCHESTER & FLOYD, 1977; COX *et al.*, 1979; MASON & MOORE, 1982; WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993), definem assinaturas geoquímicas indicadoras de um quimismo toleítico, com diferentes graus de enriquecimento, o qual correlaciona-se com o quimismo exibido por diferentes tipos de basaltos dos fundos oceânicos. Esta correlação encontra-se bem expressa nas amostras representativas do quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas (figura 7; tabela 1), que mostram o envolvimento de dois componentes extremos: (1) componente empobrecido semelhante aos N-MORB (BVTP, 1981; SUN & MCDONOUGH 1989; WILSON, 1989; FLOYD; 1991; WALKER, 1991) representado pelas amostras OR-4-2 e OR-4-4; e (2) componente mais diferenciado semelhante aos E-MORB (BVTP, 1981; SUN & MCDONOUGH 1989; WILSON, 1989; FLOYD; 1991; WALKER, 1991) representado pelas amostras ANT-1-12 e VR-1-1. Para além de definirem um quimismo toleítico transicional entre os N-MORB e os E-MORB, as assinaturas geoquímicas das Sequências Ofiolíticas Internas revelam ainda um quimismo anorogénico,

expresso quer pelas abundâncias de La, Th e Nb quer pelas razões La/Th e La/Nb ( $La/Th \gg 10-20$ ;  $La/Nb \gg 0.66-2.0$ ) (PEDRO, 2004), não se detectando enriquecimentos em La e Th, relativamente ao Nb, característicos do magmatismo basáltico orogénico (GILL, 1981; BVTP, 1981; WILSON, 1989).

Segundo diversos autores (PEDRO *et al.* (2003b;) e PEDRO, (2004), o referido quimismo toleítico anorogénico exibido pelas Sequências Ofiolíticas Internas resulta, essencialmente, de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica traduzidas por uma mistura binária entre dois componentes finais (figura 8): (1) um componente enriquecido, semelhante aos E-MORB, com  $(La/Sm)_{CN} > 2$  e  $Zr/Nb < 10$ ; e (2) um componente empobrecido semelhante aos N-MORB, com  $(La/Sm)_{CN} < 1$  e  $Zr/Nb > 30$ . Apesar das heterogeneidades da fonte mantélica se constituírem como a principal variável petrogenética responsável pelo quimismo das Sequências Ofiolíticas Internas, variações no grau de fusão parcial (envolvendo mecanismos de fusão dinâmica; LANGMUIR *et al.*, 1977), bem como a cristalização fraccionada, foram também significativos (PEDRO, 2004). No seu conjunto, os diferentes processos petrogenético contribuíram para o espectro geoquímico final exibido pelas Sequências Ofiolíticas Internas, com heterogeneidades inter e intra-sectoriais idênticas às referidas para os MORB (BVTP, 1981; WILSON, 1989; FLOYD, 1991; JUTEAU & MAURY, 1999; HANNIGAN, *et al.*, 2001; ROUX, *et al.*, 2002).

## PROTÓLITOS ÍGNEOS

A ocorrência de magmatismo oceânico na Zona de Ossa-Morena não constitui qualquer tipo de novidade. Com efeito, após o estabelecimento da natureza ofiolítica do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (MUNHÁ *et al.*, 1986; QUESADA *et al.*, 1994) é, quase, unanimemente aceite o envolvimento de terrenos exóticos de natureza oceânica no bordo SW do Maciço Ibérico. No entanto, a ocorrência destes terrenos não é exclusiva da Zona de Ossa-Morena; os ofiolitos de Ordenes, Cabo Ortegal, Morais e Bragança no NW peninsular (RIBEIRO *et al.*, 1983, 1990; RIBEIRO & PEREIRA; 1997; GIL IBARGUCHI & ARENAS, 1990), bem como os ofiolitos de Lizard no SW de Inglaterra (BARNES & ANDREWS, 1986) e

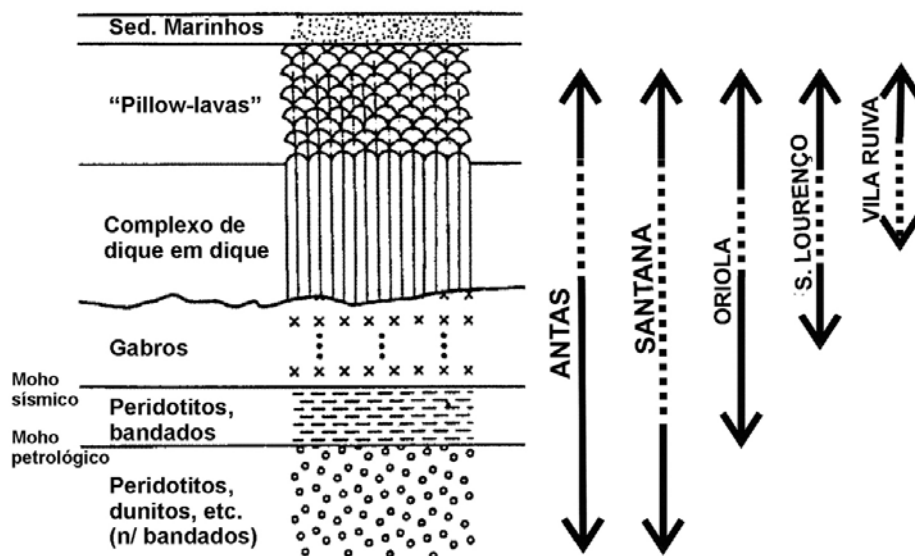


Fig. 6 - Representação esquemática da constituição das Sequências Ofolíticas Internas relativamente à "pseudo-estratigrafia" clássica ("Ophiolite manifesto": ANONYMOUS, 1972) dos ofiolitos.

Limousin na região W do Maciço Central Francês (DUBUISSON *et al.*, 1989), reforçam o envolvimento de diferentes bacias oceânicas durante a evolução geodinâmica da Cadeia Varisca.

A caracterização geoquímica e o significado geotectónico dos protólitos ígneos das Sequências Ofolíticas Internas contrastam nitidamente com o estabelecido para a génese e evolução do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches. O quimismo toleítico, transicional entre os N-MORB e E-MORB, anorogénico das Sequências Ofolíticas Internas é idêntico ao apresentado por basaltos oceânicos abissais no Atlântico (HANNIGAN *et al.*, 2001), no Pacífico (KELA, *et al.*, 2003) e no Índico (SOBOLEV, *et al.*, 2003), indicando que os protólitos ígneos das Sequências Ofolíticas Internas estão geneticamente associados a bacias oceânicas tipo "oceano aberto" sem qualquer influência orogénica.

Os trabalhos realizados (por CRESPO-BLANC, (1989); QUESADA *et al.* (1994); FONSECA, (1995) e revistas (por FONSECA *et al.* (1999); e FIGUEIRAS *et al.* (2002) sintetizam as principais características do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches. Relativamente às características geoquímicas são descritas em detalhe, (QUESADA

*et al.* (1994) descreve-as em detalhe e demonstra-se que o quimismo do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches é transicional entre os basaltos dos fundos oceânicos e os basaltos orogénicos, indicando afinidades calco-alcalinas sintomáticas de magmatismo orogénico. Os mesmos autores (QUESADA *et al.* 1994op. cit.) defendem que o quimismo observado no Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches define uma assinatura geoquímica orogénica, similar às referidas para a maioria dos basaltos oceânicos gerados em bacias tipo "back-arc" (SAUNDERS & TARNEY, 1991).

As características geoquímicas das Sequências Ofolíticas Internas inviabilizam a possibilidade destas sequências corresponderem a um estágio de maior maturidade da bacia "back-arc" originária do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches; nas bacias marginais com graus de maturidade consideráveis observam-se evidências, mesmo que vestígias, da influência orogénica (ELTHON, 1991; ENCARNACION *et al.*, 1999; HARRIS *et al.*, 2003), as quais não foram detectadas nas Sequências Ofolíticas Internas (PEDRO, 2004). Por outro lado, as características geológico/estruturais do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches inviabilizam, também,

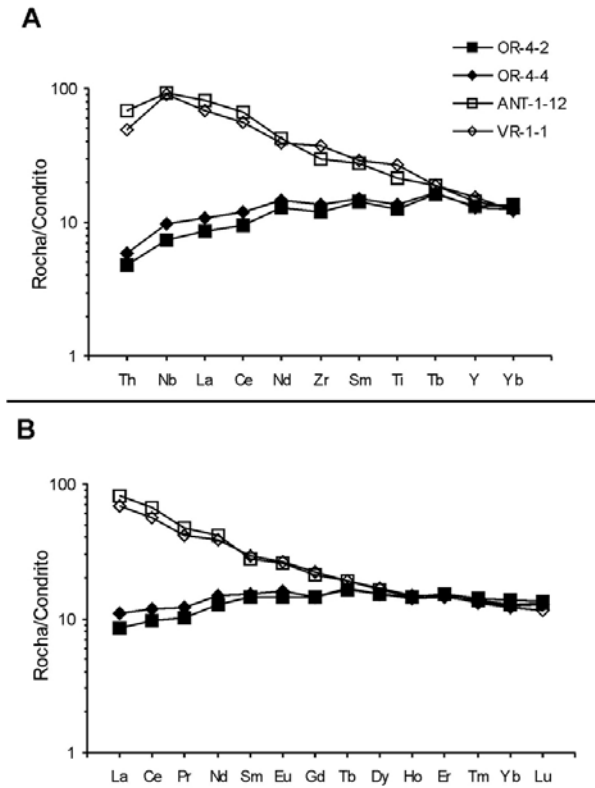


Fig. 7 – Diagramas multielementar (A) e de lantanídeos (B) rocha/condrito de análises representativas (metabasaltos) do quimismo das Sequências Ofolíticas Internas (PEDRO, 2004).

a possibilidade das Sequências Ofolíticas Internas representarem um estágio de maior maturidade do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches, dado que a bacia “back-arc” onde se gerou este complexo ofiolítico teve uma vida muito efêmera, como consequência dos mecanismos de subducção/obducção e de deformação vigentes no bordo SW da Zona de Ossa-Morena durante a Orogenia Varisca (QUESADA *et al.*, 1994; FONSECA, 1995; FONSECA *et al.*, 1999).

O significado geotectónico dos protólitos ígneos das Sequências Ofolíticas Internas, estabelecido por (PEDRO, 2004), vem acrescentar novos dados à evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena, indicando o envolvimento de duas bacias oceânicas distintas no bordo SW da Cadeia Varisca Ibérica: uma marginal representada pelo Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches e outra tipo “oceano

aberto” representada pelas Sequências Ofolíticas Internas.

## MAGMATISMO VARISCO DA ZONA DE OSSA-MORENA

O magmatismo da Zona de Ossa-Morena durante o Ciclo Varisco, fornece dados fundamentais para a interpretação da evolução geodinâmica desta zona tectonoestratigráfica e mostra dois estádios evolutivos: (1) um estágio anorogénico durante o Paleozóico inferior; e (2) outro orogénico durante o Paleozóico superior. O estágio anorogénico inicia-se no Câmbrio inferior por um processo de “rifting” intracontinental (MATA & MUNHÁ, 1990), evoluindo para SW, até ao Silúrico, para termos alcalinos intraplaca (MATA & MUNHÁ, 1985; RIBEIRO *et al.*, 1992, 1997). Estas características

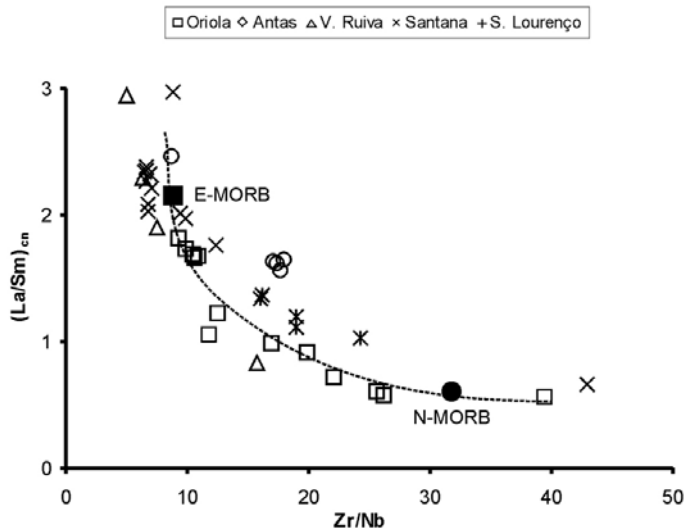


Fig. 8 – Diagrama  $(La/Sm)_{cn}$  vs.  $Zr/Nb$  para metabasaltos das Sequências Ofolíticas Internas (PEDRO, 2004), indicadoras de heterogeneidades ao nível da fonte mantélica. Valores condriticos, N-MORB e E-MORB segundo SUN & McDONOUGH (1989).

(Segundo RIBEIRO *et al.* (1992 ;1997) estas características indicam uma diminuição nas taxas de fusão mantélicas, com indícios de contaminação crustal e fenómenos de “rifting” abortados, gradualmente transferidos para SW. O estágio orogénico corresponde à formação do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches (Eifeliano: FONSECA & RIBEIRO, 1993; FONSECA *et al.*, 1999), instalação do Complexo Ígneo de Beja entre o Devónico médio-superior e o Carbónico (CONDE & ANDRADE, 1974; SANTOS *et al.*, 1987, 1990; DALLMEYER *et al.*, 1993) e intrusões de granitóides pós-colisionais, nas regiões mais internas da Zona de Ossa-Morena, durante o Permo-Carbónico (PRIEM *et al.*, 1970, 1986; COSTA *et al.*, 1990). As idades propostas nestes trabalhos, para o estágio orogénico, sugerem uma migração do magmatismo orogénico para NE com variação do quimismo – toleítico a calco-alkali-no a SW para calco-alkalino a NE (RIBEIRO *et al.*, 1992), chegando inclusive a atingirem-se termos shoshoníticos (COSTA *et al.*, 1990) – indicando evolução tectonomagmática orogénica típica (WILSON, 1989) e apontando para que a polaridade da subducção vigente no bordo SW da Zona de Ossa-Morena, durante o Paleozóico superior, fosse para N (RIBEIRO *et al.*, 1997).

Atendendo ao registo magmático da Zona de Ossa-Morena e à natureza dos protólitos ígneos das Sequências Ofolíticas Internas, bem como ao facto de estas sequências se encontrarem intruídas e metamorizadas por corpos ígneos do Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches, verifica-se que as Sequências Ofolíticas Internas correspondem a uma etapa do estágio anorogénico da evolução magmática varisca da Zona de Ossa-Morena, nomeadamente à fase de magmatismo oceânico com margens passivas, o qual terá ocorrido durante o Paleozóico inferior. Com efeito, até à definição das Sequências Ofolíticas Internas (PEDRO, 2004) o registo magmático varisco da Zona de Ossa-Morena encontrava-se incompleto relativamente aos diferentes estádios evolutivos do Ciclo de Wilson (WILSON, 1966 *in*: JUTEAU & MAURY, 1999). Os trabalhos de síntese sobre o magmatismo da Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al.*, 1992, 1997) descrevem estádios magmáticos associados a: processos de “rifting” intracontinental, manifestações de oceanização abortada, ambientes intraplaca, ambientes de margens activas e fenómenos de relaxamento térmico pós-colisional, não sendo efectuada qualquer referência à ocorrência de

Tabela 1- Análises de rocha total representativas do quimismo das Sequências Ofolíticas Internas				
	OR-4-2	OR-4-4	ANT-1-12	VR-1-1
Óxidos de elementos maiores - % de peso				
SiO <sub>2</sub>	47,11	46,06	48,08	45,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,61	18,37	15,08	16,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,27	8,96	11,30	9,95
MnO	0,18	0,15	0,30	0,17
MgO	7,71	8,17	7,07	7,91
CaO	13,94	13,38	12,01	9,09
Na <sub>2</sub> O	2,33	2,15	2,22	3,40
K <sub>2</sub> O	0,34	0,23	0,23	0,17
TiO <sub>2</sub>	0,94	1,00	1,55	1,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,08	0,28	0,32
P.R.	1,33	1,31	1,04	3,84
<b>TOTAL</b>	<b>99,83</b>	<b>99,87</b>	<b>99,12</b>	<b>99,36</b>
Elementos vestigiais - ppm				
Cr	434	397	410	261
Ni	138	161	179	115,36
Y	21	20	23	24,03
Zr	46	53	114	145,77
Nb	1,8	2,4	22,7	22,23
La	2,03	2,56	19,30	16,20
Ce	5,88	7,24	40,50	34,17
Pr	0,97	1,15	4,52	3,90
Nd	5,95	6,86	19,60	18,15
Sm	2,19	2,31	4,26	4,47
Eu	0,84	0,93	1,50	1,51
Gd	2,93	2,98	4,35	4,54
Tb	0,61	0,62	0,71	0,71
Dy	3,82	3,83	4,15	4,21
Ho	0,81	0,79	0,81	0,84
Er	2,48	2,41	2,50	2,46
Tm	0,36	0,34	0,35	0,34
Yb	2,30	2,13	2,18	2,06
Lu	0,34	0,32	0,33	0,29
Hf	1,40	1,50	2,80	3,30
Ta	0,10	0,13	1,64	1,72
Th	0,14	0,17	1,96	1,44
U	0,18	0,07	0,34	0,42
Análises de metabasaltos efectuadas por ICP-MS nos "Activation Laboratoires Ltd. (Canadá)				

Tabela 1 – Análises de rocha total representativas do quimismo das Sequências Ofolíticas Internas.



magmatismo em bacias oceânicas tipo “oceano aberto”. A definição e o significado geodinâmico das Sequências Ofiolíticas Internas (PEDRO, 2004), representando magmatismo oceânico produzido em cristas médio-oceânicas, vem colmatar esta lacuna e completar o Ciclo Wilson no SW da Cadeia Varisca Ibérica.

## CONCLUSÕES

O contraste geoquímico, anorogénico *vs.* orogénico, entre as Sequências Ofiolíticas Internas e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches permite concluir que estes dois tipos de ofiolitos originaram-se em bacias oceânicas distintas, ou seja, em regimes de “oceano aberto” e de bacia marginal, respectivamente. Assim, confirma-se a ocorrência de diferentes tipos de crista oceânica, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, inicialmente sugerida (ARAÚJO *et al.* 1993;), FONSECA 1995;), FONSECA *et al.* (1999); PEDRO *et al.* (1998, 2003a, 2003b), com base em dados geoquímicos preliminares e estruturais, e confirmada recentemente por (PEDRO, (2004).

A presença destes ofiolitos, tectonicamente colocados, nas zonas internas (Sequências Ofiolíticas Internas) e externas (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches) da Zona de Ossa-Morena é em tudo semelhante a situações análogas descritas na Terra Nova (COISH *et al.*, 1982; BATANOVA *et al.*, 1998), na China oriental (ROBINSON, *et al.*, 1999; WANG *et al.*, 2003), nos Balcãs (SAVOV *et al.*, 2001) e na costa oriental da Rússia (ISHIWATARI *et al.*, 1998). Nestes ofiolitos as características estruturais dos diferentes ofiolitos são, também, idênticas às dos ofiolitos da Zona de Ossa-Morena; normalmente os ofiolitos externos apresentam-se com um grau de preservação superior aos internos, que tendem a ocorrer desmembrados e fragmentados no interior de “mélanges” tectónicas.

Apesar de não serem unanimemente aceites, os modelos geodinâmicos, defendidos (por RIBEIRO *et al.* (1990;), QUESADA, (1992;), QUESADA *et al.* (1994;), ARAÚJO, (1995;), FONSECA, (1995; e

FONSECA *et al.* (1999), para a Zona de Ossa-Morena durante a Orogenia Varisca indicam que a fase de margem continental activa é caracterizada pela subducção para N (RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA, 1992; QUESADA *et al.*, 1994), que induz a formação de uma bacia “back-arc” responsável pela génese do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Como consequência da subducção, esta bacia teve uma vida efémera, ocorrendo obducção antitética para N do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. No seu conjunto, subducção e obducção, definem uma estrutura tipo “flake” tectónica no bordo meridional Zona de Ossa-Morena. Este modelo implica a presença de um oceano, inicialmente, localizado a S do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches. Segundo QUESADA *et al.* (1994), Este oceano (QUESADA *et al.* 1994), encontra-se representado por metabasaltos, com quimismo tipo N-MORB, intercalados nos sedimentos basais do Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo (localizado entre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuchese a Zona Sul-Portuguesa). Atendendo à posição das Sequências Ofiolíticas Internas e aos dados de natureza geoquímica, petrográfica e estrutural (ARAÚJO (1995;), FONSECA, (1995; e FONSECA *et al.* (1999) sugere-se que o oceano localizado a S do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches corresponda à bacia de proveniência das Sequências Ofiolíticas Internas, e que a ocorrência de ofiolitos internos e externos, nos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, resulte de mecanismos de obducção, por vezes complexos (figura 9), envolvendo fragmentos de crista oceânica com diferentes significados geotectónicos.

Apesar dos referidos modelos explicarem com alguma versatilidade a ocorrência das Sequências Ofiolíticas Internas, numa posição interna, relativamente ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, existem algumas questões que permanecem em aberto e que necessitam de ser revistas, nomeadamente a paleogeografia relativa das bacia oceânicas, e as relações entre as idades de formação e de obducção dos diferentes tipos de crista oceânica.

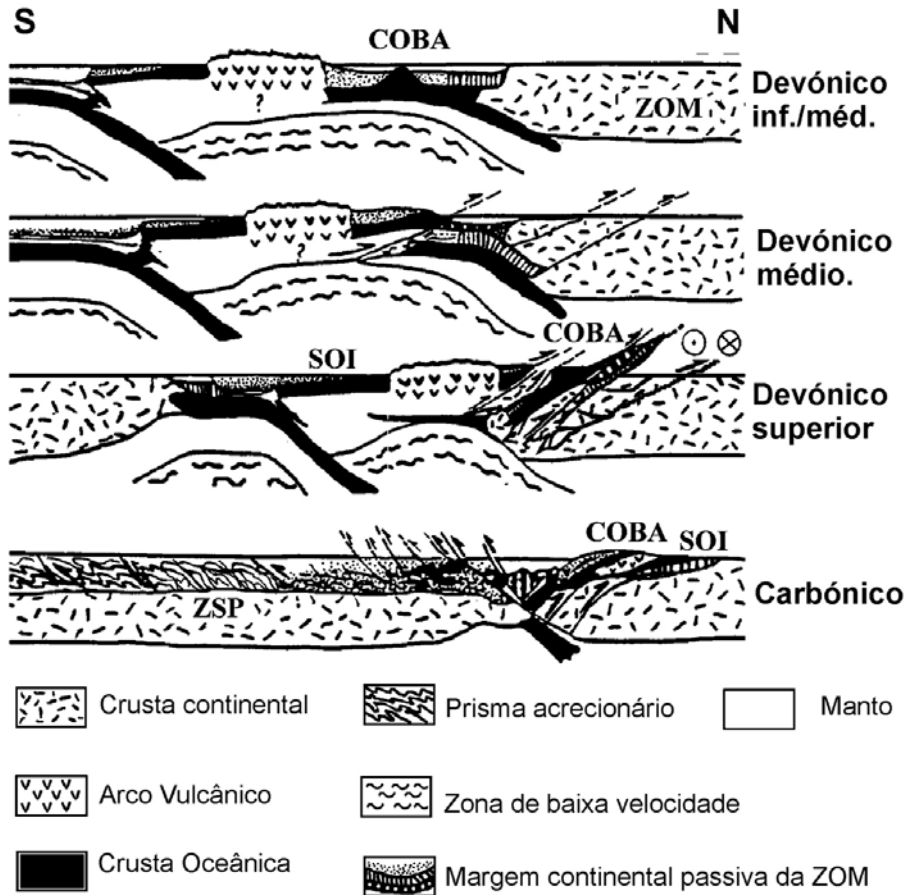


Fig. 9 – Processo de obdução do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e das Sequências Ofiolíticas Internas, sobre a margem continental da Zona de Ossa-Morena, proposto por FONSECA *et al.* (1999). COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches; SOI: Sequências Ofiolíticas Internas; ZOM: Zona de Ossa-Morena; ZSP: Zona Sul-Portuguesa.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho recebeu apoio dos projectos: MODELIB (POCTI/35630/CTA/2000-FEDER), PETROLOG (UI:263/POCTI/FEDER), GEODYN (POCTI/ISFL-5-32); e das seguintes unidades de investigação: Centro de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal; Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal e Centro de

Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Portugal. Os autores agradecem ao Prof. A. A. Soares de Andrade (Univ. Aveiro) e ao Prof. A. Azor (Univ. Granada) a leitura crítica e cuidada do manuscrito, bem como as sugestões efectuadas.

*Recibido: 26/4/2005*  
*Aceptado: 13/5/2005*

## REFERÊNCIAS

- ABALOS, B., GIL IBARGUCHI, J. & EGUILUZ, L. (1991) – Cadomian subduction / collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics*, vol. 199, pp. 51-72.
- ANDRADE, A., ANTUNES, T., ARAÚJO, A., CASTRO, P., CARVALHO, D., CARVALHO-SA, A., DIAS, R., FEIO, M., FONSECA, P., MARTINS, L., MANUPPELLA, G., MARQUES, B., MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J., OLIVEIRA, V., PAIS, J., PIÇARRA, J., RAMALHO, M., ROCHA, R., SANTOS, J., SILVA, J., BRUM, A. & ZBYSZEWSKI, G. (1992) – *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, Notícia explicativa da Folha 8*, Serv. Geol. Portugal, 91p.
- ANDRADE, A., SANTOS, J., OLIVEIRA, J., MUNHÁ, J. & GONÇALVES, F. (1991) – Magmatismo orogénico na transversal Odivelas-Santa Suzana. *XI Reun. Geol. del Oeste Peninsular (Guia de excursões)*, pp. 47-54.
- ANONYMOUS (1972) – Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, vol. 17, pp. 24-35.
- APALATEGUI, O., EGUILUZ, L. & QUESADA, C. (1990) – Ossa-Morena Zone: Structure. In: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 280-281.
- ARAÚJO, A. (1995) - *Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 200p.
- ARAÚJO, A., FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (1993) - Ossa Morena Ophiolites. Terra Abstracts Supplement n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 8.
- ARAÚJO A., FONSECA P., RIBEIRO A. & MUNHÁ J. (1998) - The structure of the south margin of the Iberian Autochthonous Terrane and the relation with the Paleozoic suture zone (Portugal). *Actas X Congreso Latinoamericano de Geología, VI Congreso Nacional de Geología Económica*, vol. II, Buenos Aires, Argentina, pp. 29-34
- ARAÚJO A. & RIBEIRO A. (1995) - Tagential Transpressive Strain Regime in the Évora-Aracena Domain (Ossa Morena Zone). *Buletin Geológico y Minero*, vol. 106-2, pp. 111-117.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 88, pp. 1305-1320
- BARNES R. & ANDREWS J. (1986) - Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in south Cornwall. *Journal Geol. Society*, vol. 143, no. 1, pp. 117-124
- BARD J. P. (1969) - *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. These Univ. Montpellier, 355 p.
- BATANOVA, V., SUHR, G. & SOBOLEV, A. (1998) – Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion probe study of clinopyroxenes. *Geochem. Cosmochem. Acta*, vol. 62 (5), pp. 853-866.
- BRUN, J. & BURG, J. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 61, pp. 319-332.
- BURG, J., BALE, P., BRUN, J. AND & GIRARDEAU, J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodyn. Acta*, vol. 1, pp. 71-87.
- BVTP (1981) – *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, Inc., New York, 1286p.
- CARVALHOSA, A. (1971) – Estudo geológico-petrográfico da região de Viana do Alentejo-Alvito). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol.18, pp. 7-56.
- CHACÓN, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A & OLIVEIRA, J. (1983) – La estructura de la Zona de Ossa-Morena. *Libro Jubilar J. M. Rios. Geología de España*. t. 1, pp. 490-504.
- COISH, R. A., HICKEY, R. & FREY F. A. (1982) – Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolitic formation. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 46, pp. 2117-2134.
- CONDE, L. & ANDRADE, A. (1974) – Sur la faune meso et/ou neodevoniennes calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de

- Beja). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Mineral. Geol. Uni. Coimbra*, vol. 78, pp. 141-146.
- COSTA, D., VIANA, A. & MUNHÁ, J. (1990) – Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale Maceira, *VIII Semana de Geoquímica (Resumos)*, Univ. Lisboa.
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979) - *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450p.
- CRESPO-BLANC, A. (1989) – *Evolución Geotectónica del Contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Maciço Ibérico meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea*. Tesis. Doctoral. Dep. de Geol. y Minería – Univ. Sevilla. España
- CRESPO-BLANC, A. & ORZOCO, M. (1988) – The southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, vol. 148, pp. 221-227.
- DALLMEYER, R. & MARTINEZ GARCIA (1990) – Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia, *In: DALLMEYER, R.D. & MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.). Pre - Mesozoic Geology of Iberia*, Springer- Verlag, pp. 3-4.
- DALLMEYER, R., FONSECA, P., QUESADA, C. & RIBEIRO, A. (1993) –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints to the tectonothermal evolution of the Variscan Suture in SW Iberia, *Tectonophysics*, vol. 222, pp. 177-194.
- De JONG, G., DALSTRA, H., BOORDER, H. & SAVAGE, J.F. (1991b) - Blue amphiboles, Variscan deformation and plate tectonics in the Beja Massif, South Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t.77, pp. 59-64.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994) - The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent?. *Tectonophysics*, vol. 246, pp. 113-128.
- DUBUISSON, G., MERCIER, J., GIRARDEAU, J. & FRISON, J. (1989) – Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, France. *Nature*, vol. 337, pp. 729-732.
- ELTHON, D. (1991) – Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone. *Nature*, vol. 354, pp. 140-143.
- ENCARNACION, J.P., MUKASA, S.B. & EVANS, C. (1999) – The role of subduction components in the generation of a back-arc ophiolite: Pb, Sr and Nd isotope geochemistry of the Zambales ophiolite, Philippines. *Chemical Geology*, vol. 156, pp. 343-357.
- FIGUEIRAS, J., MATEUS, A., GONÇALVES, M., WAERENBORGH, J. & FONSECA, P. (2002) – Geodynamic evolution of the south Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations. *Geod. Acta*, vol. 15, pp. 45-61.
- FLOYD, P.A. (1991) – Oceanic islands and seamounts. *In: FLOYD, P.A. (Eds.). - Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 174-218.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.27, pp. 211-218.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.21, pp. 291-306.
- FONSECA, P. (1995) - *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torção e Alvitoviana do Alentejo*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 325p.
- FONSECA, P. (1997) – Domínios Meridionais da Zona de Ossa-Morena e Limites com a Zona Sul-Portuguesa: Metamorfismo de alta pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica. *In: ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F. (Eds.) – Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 133-168.
- FONSECA, P. & RIBEIRO, A. (1993) - Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt, *Geol. Rundsch.*, vol. 82, pp. 440-447.
- FONSECA, P., ARAÚJO, A., LEAL, N. & MUNHÁ, J. (1993) - Variscan Glaucofane Eclogites in the Ossa Morena Zone, Terra Abstracts Supplement n. 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular), *Terra Nova*, vol. 5, pp. 11-12.
- FONSECA P., ARAÚJO A., MOITA P.; ROSAS F., PEDRO J., LEAL N., MUNHÁ, J. & RIBEIRO A. (1998) - Variscan ophiolites and high pressure related events: An example from Southern Paleozoic Iberian Suture (Portugal). *Actas X Congreso Latinoamericano de Geología, VI Congreso Nacional de Geología Económica*, vol. II, Buenos Aires, Argentina, pp. 211-216.

- FONSECA, P., MUNHÁ, J., PEDRO, J., ROSAS, F., MOITA, P., ARAÚJO, A. & LEAL, N. (1999) – Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia, *Ophioliti*, vol. 24(2), pp. 259-268.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1994) – O Proterozóico da Zona de Ossa- Morena no Alentejo. Síntese e actualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, t. XXXIV, 35p.
- GILL, J. (1981) – *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, 390p.
- GIL IBARGUCHI, J. & ARENAS, R. (1990) – Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. In: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 237-246.
- HANNIGAN, R., BASU, A. & TEICHMANN, F. (2001) – Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses. *Chemical Geol.*, vol. 175, pp. 397-428.
- HARRIS, R., MOORE, T. E., WIRTH, K., MULL, C. G. & MCBRIDE, J. (2003) – Rooted Brooks Range ophiolite; implications for Cordilleran terranes. *Geology*, vol. 31, pp. 91-92.
- ISHIWATARI, A., SOKOLOV, A., SAITO, D., TSUJIMORI, T. & MIYASHITA, S. (1998) - Geology and petrology of elistratova ophiolite in Taigonos Peninsula, northeastern Russia: an island-arc ophiolite intruded into oceanic mantle. *International Ophiolite Symposium*, Finland, pp. 155-158.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L.E. (1974) – *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 pp.
- JUTEAU, T. & MAURY, R. (1999) – *The Oceanic Crust, from Accretion to mantle Recycling*. Springer-Praxis, Berlin, 390p.
- KELA, J. M., STAKES, D. S. & DUNCAN, R. A. (2003) – The igneous of the Mendocino Transform Zone. URL:<http://www.mbari.org/crust/MTFG.htm>.
- LANGMUIR, C., BENDER, J., BENCE, A., HANSON, G. & TAYLOR, S. (1977) – Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, pp. 133-156.
- LEAL, N. (2001) – *Estudo petrológico e geoquímico de rochas metamórficas máficas de alta pressão das regiões de Alvão – Viana do Alentejo e de Safira (Zona de Ossa-Morena, Maciço Ibérico)*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 402p.
- LEAL N., PEDRO J., MOITA P., FONSECA P., ARAÚJO A. & MUNHÁ J. (1997) - Metamorfismo nos sectores meridionais da Zona de Ossa-Morena: Actualização dos Conhecimentos. In A. ARAÚJO & M. F. PEREIRA (Eds.). *Estudos de Geologia da Zona de Ossa-Morena - Maciço Ibérico*. Livro de homenagem ao Professor Francisco Gonçalves, Univ. Évora, 1997, pp. 119-131.
- LOTZE, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotectk Forsch*, vol. 6, pp.78-92.
- MASON, B. & MOORE, C. (1982) - *Principles of geochemistry*. 4th Ed., Jonh Wiley & Sons, 344p.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1985) - Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 71, pp. 175-185.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986) - Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados - Campo Maior. *Maleo*, vol.2, nº 13, pp. 28.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1990) - Magmatogénese de metavulcanitos cámbrios do nordeste alentejano: os estádios iniciais de “rifting” continental. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76, pp. 61-89.
- MATTE, P. (1986) - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, vol.126, pp. 329-374.
- MOITA, P. (1997) - *Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvão (Zona de Ossa Morena)*. Tese de Mestrado, Dep. Geologia da FCUL, 120p.
- MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J., RIBEIRO, A., OLIVEIRA, V., QUESADA, C. & KERRICH, R (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo*, vol. 2, nº 13, pp. 31.
- NICOLAS, A. (1989) – *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Petrology and Structural Geology, vol. 4, Kluwer Pub., 367p.
- OLIVEIRA, J., OLIVEIRA, V. & PICARRA, J. (1991) - Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena, em

- Portugal. *Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe*, vol.16, pp. 221-250.
- PEARCE, J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 41-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, pp. 290-300.
- PEDRO, J. (1996) - *Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo) Zona de Ossa Morena*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia FCUL, 69p.
- PEDRO, J. (2004) - *Estudo geológico e geoquímico das seqüências Ophiolíticas Internas da Zona de Ossa-Morena (Portugal)*. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, 225p.
- PEDRO, J.; ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (1998) - Litogeoquímica da seqüência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica. *Actas V Cong. Nac. Geol., Com. IGM*, Lisboa, t. 84(1), pp. C138-C141.
- PEDRO, J.; ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (2003a) - Características petrográficas, geoquímicas e estruturais das seqüências ofiolíticas internas da Zona de Ossa-Morena. *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, B72-B75.
- PEDRO, J.; ARAÚJO, A.; FONSECA, P. & MUNHÁ, J. (2003b) - Geochemistry of Internal Ossa-Morena Zone Ophiolites. In: NEIVA, A., NEVES, L., SILVA, M & GOMES, E. (Eds.) - *Resumos IV Cong. Ibérico Geoquímica*. Uni. Coimbra, pp. 152-154.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; VERSCHURE, R.; HEBEDA, E. & VERDUMEN, E. (1970) - Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of Western Iberian Peninsula, *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 63, pp. 225-274.
- PRIEM, H.; BOELRIJK, N.; HEBEDA, E. & SCHERMERHORN, L. (1986) - Isotopic ages of Alcaçovas orthogneiss and the Beja porphyries, South Portugal. *Com. Serv. Geol., Portugal*, t. 72, fasc. 1/2, pp. 3-7.
- QUESADA, C. (1991) - Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, vol. 185, pp. 225-245.
- QUESADA, C. (1992) - Evolución Tectónica del Maciço Ibérico. In: GUTIERREZ- MARCO, J.C. SAAVEDRA, J. & RÁBANO, I. (Eds.) - *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, pp.173-190.
- QUESADA C.; BELLIDO F.; DALLMEYER R.D.; GIL IBARGUCHI, I.; OLIVEIRA J.T.; PEREZ-ESTAUN A.; RIBEIRO A.; ROBARDET M. & SILVA J.B. (1991) - Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In: DALLMEYER, R. D. & LECORCHE, J. P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*. Springer Verlag, pp. 267-294.
- QUESADA, C.; FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J. & RIBEIRO, A. (1994) - The Beja-Acebuches Ophiolite (southern Iberia Variscan Foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero de España*, 105-1, pp. 3-49.
- QUESADA, C.; ROBARDET, M. & GABALDON, V. (1990) - Stratigraphy of Ossa - Morena Zone: Synorogenic Phase (Upper Devonian - Carboniferous - Lower Permian) In: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 273 -279.
- RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1997) - Introdução à geologia do NE de Trás-os-Montes. In: GOMES, M.E.P. (Coord.) - *Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, UTAD, Vila Real, pp. 3-7.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.; FERREIRA, M.; ROCHA, R.; SOARES, A.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. (1979) - *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- RIBEIRO, A.; IGLÉSIAS, M.; RIBEIRO, L. & PEREIRA, E. (1983) - Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 69, pp. 291-293.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. (1990) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R.D. & MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.) - *Pre - Mesozoic Geology of Iberia*, Springer- Verlag, pp. 398-409.
- RIBEIRO, M.; MATA, J. & MUNHÁ, J. (1992) - Magmatismo do Paleozóico Inferior em

- Portugal. In: GUTIERREZ - MARCO, J. C., SAAVEDRA, J. & RÁBANO, I. (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero – América*, Universidad de Extremadura, pp. 377 - 395.
- RIBEIRO, M., MUNHÁ, J.; MATA, J. & PALÁCIOS, T. (1997) – Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. In: ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F. (Eds.) – *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Uni. Évora, pp. 37-56.
- ROBARDET, M. & GUTIÉRREZ MARCO, J. (1990) – Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In: DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 383-395.
- ROBINSON, P., ZHOU, M., HU, X., REYNOLDS, P., WENJI, B. & YANG, J. (1999) – Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, inner Mongolia, China. *Journ. Asian Earth Sci.*, vol. 17, pp. 423-442.
- ROLLINSON, H. (1993) – *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group, 352p.
- ROSAS, F. (2003) – *Estudo Tectónico do Sector de Viana do Alentejo – Alvíto: Evolução Geodinâmica e Modelação Analógica de Estruturas em Afloramentos Chave*. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL, 354p.
- ROUX, P., ROEX, A., SCHILING, J., SHIMIZU, N., PERKINS, W. & PEARCE, N. (2002) – Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace elements evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 203 (1), pp. 479-498.
- SANTOS, J., ANDRADE, A. & MUNHÁ, J. (1990) – Magmatismo orogénico varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76, pp. 91-124.
- SANTOS, J., MATA, J., GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J. (1987) – Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 73, pp. 29-48.
- SAUNDERS, A. & TARNEY, J. (1991) – Back-arc basins. In: FLOYD, P.A. (Eds.) – *Oceanic Basalts*, Blackie and Son, pp. 219-263.
- SIMANCAS, J.; EXPÓSITO RAMOS, I.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; AZOR, A. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2002) – Opposite subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and West-European Variscides. In: MARTÍNEZ CATALÁN, J.; MATCHER, R.; ARENAS, R. & DIAS GARCIA, F. (Eds.) – *Variscan Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, Special Paper, Geol. Soc. of America, vol. 364, pp. 253-262.
- SAVOV, I., RYAN, J., HAYDIUTOV, I. & SCHIJF, J. (2001) – Late Precambrian Balkan-carpathan ophiolite: a slice of the Pan-African ocean crust? – geochemical and tectonics insights from the Tcherni Vrah and Deli Jovan massifs, Bulgaria and Serbia. *Journ. Volcan. Geotherm. Research*, 110, pp. 299-318.
- SOBOLEV, A.V., HOFMANN, A.W. & HEMOND, C. (2003) – Garnet Component In First Indian Morb liquid: Melt Inclusion Evidence. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 5, pp. 40-45.
- SOUSA, J. (1996) – *Cartografia Geológica e Estrutural da Sutura Varisca no Sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena)*. Tese de Mestrado, Dep. de Geologia, FCUL, 132p.
- SOUSA, J., LOURENÇO, N. & ARAÚJO, A. (1993) Earlier Variscan deformation event in Pedrogão region: relation with the emplacement of Ophiolitic Nappes. *Resumos XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Univ. Évora, pp. 89-97.
- SUN, S. & MCDONOUGH, W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Eds.) – *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., nº 42, London, pp. 313-345.
- WANG, Z., SUN, S., JILIANG, L., QUANLIN, H., KEZHANG, Q., WENJIAO X. & JIE HAO (2003) – Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: Geochemical and geochronological constraints from the ophiolites. *Tectonics*, vol. 22 (2), pp. 14-29.
- WILSON, M. (1989) – *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977) – Geochemical discrimination of different

magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.20, pp. 325-343.