

# Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a- Velha–Coimbra–Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal)

## Tectonostratigraphy of the Porto–Albergaria-a- Velha–Coimbra–Tomar Shear Zone between Central-Iberian and Ossa-Morena Zones (Iberian Massif, W Portugal)

CHAMINÉ, H. I.<sup>1</sup>; GAMA PEREIRA, L. C.<sup>2</sup>; FONSECA, P. E.<sup>3</sup>; NORONHA, F.<sup>4</sup> &  
LEMONS DE SOUSA, M. J.<sup>4</sup>

### Abstract

The NW border of the Iberian Massif is transected by a dextral wrench-fault, the Porto–Coimbra–Tomar shear zone (W Portugal). This major fault constitutes the boundary between the Ossa-Morena Zone (OMZ), in the west block, and the Central-Iberian Zone (Iberian Variscan Chain), in the east block. This tectonometamorphic belt comprises middle/upper Proterozoic and upper Palaeozoic units. To help clarify the complex geodynamic evolution of this major shear zone, we carried out stratigraphic and tectonic studies on the Foz do Douro (Porto)–Espinho–Coimbra–Tomar substrate (OMZ). We first performed a multidisciplinary study comprising systematic and detailed mapping of the region, as well as detailed characterisation of the tectonostratigraphic framework. In a subsequent stage, critical outcrops were selected for specific studies, namely meso- and microtectonic studies, in addition to structural petrology and geochronology analysis. Our results indicate that on the western border of the Porto-Tomar shear zone, a complex tectonic imbrication occurs which provides out-of-sequence tectonostratigraphic units with an unusual character and contrasting metamorphic features.

Indeed, tectonical, petrological and palynological evidences from Albergaria-a-Velha-Coimbra-Espinhal revealed, for the very first time in this OMZ sector, an imbrication of black shales from the upper Palaeozoic (late Devonian to early Carboniferous ages) into upper Proterozoic garnetiferous phyllites and micaschists. Litho-tectonic and palaeontological similarities between OMZ borders in the northern (Porto-Tomar region, W Portugal) and southern branches (Vendas Novas-Ferreira do Alentejo, SW Portugal) led us to infer that the Porto-Tomar shear zone extends itself to the south of Tomar, as far as Ferreira do Alentejo, constituting the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo major shear zone. This shear zone would correspond to the oldest and most important tectonic structure in the Iberian Massif. Furthermore, this shear zone would have been active since the early phases of the Variscan orogeny and, probably, during the whole Variscan Wilson cycle. This collisional oblique frontier corresponds to a transcurrent fault characteristic of an interplate background, in an oblique convergent plate boundary scenario. The geotectonic situation of Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo and Tomar-Badajoz-Córdoba shear zones is closely similar to that of the San Andreas fault zone in California (U.S.A.).

**Key words:** tectonostratigraphy, geodynamics, Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone, Ossa-Morena Zone, Iberian Massif, W Portugal.

(1) Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto. Rua Dr. António Bernardino de Almeida, 431, P-4200-072 Porto. Portugal, e Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro. (hchamine@geo.ua.pt)

(2) Departamento de Ciências da Terra e Centro de Geociências (GMSG), Universidade de Coimbra. 3000-272 Coimbra, Portugal.

(3) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX). Ed. C2-5º piso, Campo Grande. 1749-061 Lisboa, Portugal.

(4) Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e Centro de Geologia da Universidade do Porto (GIMEF, GIPEGO). Praça de Gomes Teixeira. 4099-002 Porto, Portugal.

## INTRODUÇÃO GERAL

O substrato do bordo ocidental do Maciço Ibérico (figura 1) é vincado, genericamente, entre as regiões do Porto e Tomar por uma importante faixa de cisalhamento, com orientação geral NNW-SSE. Para Oeste deste limite tectónico desenvolve-se uma vasta região constituída por depósitos pós-Pérmico enquadrados na denominada Bacia Lusitaniana. Na faixa de cisalhamento de Porto–Tomar podemos distinguir diferentes unidades geológicas que se destacam principalmente pela sua

litologia, estrutura e metamorfismo. Assim, considerou-se cartograficamente para a região a existência de duas manchas litológicas (C. RIBEIRO & DELGADO, 1876; DELGADO & CHOFFAT, 1901; DELGADO & CHOFFAT, 1899). Estas correspondiam, genericamente, a duas manchas distintas, de direcção NW-SE, a saber: a primeira, de idade “Câmbrica” (rubrica *Cb*), constituída por xistos e grauwagues Azóicos; a segunda, referida como “Precâmbrico e Arcaico” (rubrica *Z*), composta por xistos luzentes, xistos anfibólicos e quartzitos. O significado destas unida-

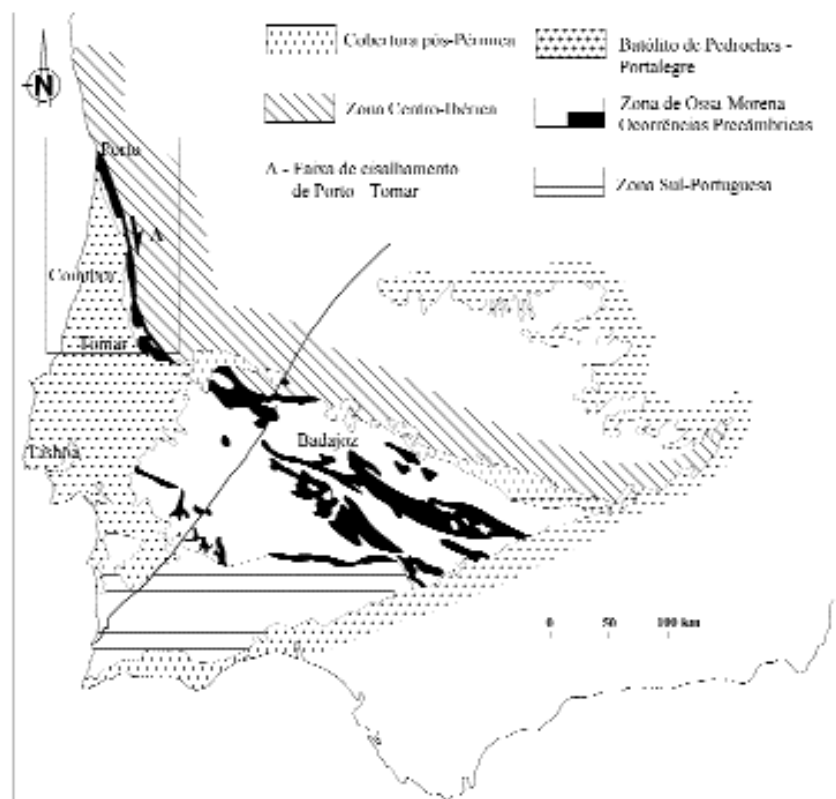


Figura 1. Enquadramento geotectónico regional da faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (Zona de Ossa-Morena, W de Portugal) no Maciço Ibérico.

des, sendo uma preocupação actual, já era equacionado há mais de um século (e.g., DELGADO, 1870; C. RIBEIRO & DELGADO, 1876; DELGADO & CHOFFAT, 1901), tendo sido introduzido na “Carta Geológica de Portugal”, à escala 1/500.000 (C. RIBEIRO & DELGADO, 1876; DELGADO & CHOFFAT, 1899), uma sobrecarga a tracejado (na mancha a Sul do Porto) com que se procurava, assim, assinalar uma banda de “rochas sedimentares metamorfizadas” (rubrica Z) esboçando à escala cartográfica regional um sigmóide direito, suave. O principal critério para a separação em duas manchas foi o do conceito “terreno metamórfico” (*cf.* DELGADO, 1870), i.e., as unidades foram subdivididas com base no grau metamórfico.

O conhecimento geológico e tectonoestratigráfico dos terrenos ante-Mesozóicos da faixa de cisalhamento de Porto–Tomar reduzia-se, até há bem pouco tempo, a um conjunto de trabalhos dedicados, em especial, a aspectos geológicos gerais e petrográficos. O objectivo deste trabalho pretende apresentar uma visão actualizada da geologia regional e constituir uma tentativa de uma síntese integradora da tectonoestratigrafia regional, alicerçada, fundamentalmente, nos trabalhos de GAMA PEREIRA (1987), de NORONHA (1994), de NORONHA & LETERRIER (2000), e de CHAMINÉ (2000).

Do ponto de vista geológico regional este megadomínio integra-se numa faixa de cisalhamento mais vasta, de direcção geral NNW–SSE, que se prolonga, inequivocamente, desde os arredores do Porto até Tomar, passando pela Foz do Douro, Espinho e Albergaria-a-Velha (SEVERO GONÇALVES, 1974; RIBEI-

RO *et al.*, 1980; BORGES *et al.*, 1985; NORONHA & LETERRIER, 2000; CHAMINÉ, 2000), voltando a aflorar entre Sernada do Vouga, Águeda, Mealhada, Coimbra, Espinhal, Alvaiázere e Tomar (GAMA PEREIRA, 1987, 1998; CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b, c, 2003). Este sector tomou a designação genérica de faixa de cisalhamento de Porto–Tomar (RIBEIRO, 1979; DIAS & RIBEIRO, 1993; RIBEIRO *et al.*, 1990b). Esta faixa engloba unidades tectonoestratigráficas, de idade proterozóica média-superior a paleozóica média-superior (e.g., GAMA PEREIRA & MACEDO, 1983; GAMA PEREIRA, 1987; SERRANO PINTO *et al.*, 1987; BEETSMA, 1995; TASSINARI *et al.*, 1996; LETERRIER & NORONHA, 1998; CHAMINÉ *et al.*, 1998b; NORONHA & LETERRIER, 2000; CHAMINÉ, 2000; FERNANDES *et al.*, 2000, 2001), fazendo parte, tradicionalmente, da Zona de Ossa-Morena (ZOM) do Terreno Autóctone Ibérico inserido na Cadeia Varisca Ibérica (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1990b; DIAS & RIBEIRO, 1993). A faixa de cisalhamento de Porto–Tomar (ZOM) contacta a oriente com a Zona Centro-Ibérica (ZCI). O conjunto anterior faz parte do megadomínio de cisalhamento de Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo (CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b, c, 2003; RIBEIRO *et al.*, 2003).

A sistematização tectonoestratigráfica e estrutural para a região em apreço é particularmente explicitada nos trabalhos de NORONHA (1994), de GAMA PEREIRA (1987, 1998), de NORONHA & LETERRIER (2000) e de CHAMINÉ (2000) permitindo um refinamento sobre

a visão da cartografia geológica de superfície patente, nomeadamente, na “Carta Geológica de Portugal”, escalas 1/50.000 (COSTA & TEIXEIRA, 1957; TEIXEIRA *et al.*, 1962; TEIXEIRA & ASSUNÇÃO, 1963; MEDEIROS *et al.*, 1964; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1976; PEREIRA *et al.*, 1980), 1/200.000 (PEREIRA *et al.*, 1989) e 1/500.000 (OLIVEIRA *et al.*, 1992). A figura 2 pretende sintetizar e enquadrar a geologia da faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (ZOM), à luz dos trabalhos dos primeiros autores anteriormente citados. As figuras 3, 4 e 7 referem-se à cartografia geológica de pormenor dos sectores da Foz do Douro (Porto), de Espinho–Albergaria-a-Velha–Águeda e de Coimbra–Espinhal–Alvaiázere (Tomar).

## TECTONOESTRATIGRAFIA

### GENERALIDADES

Uma parte substancial da região está ocupada por depósitos de cobertura de idade holocénica e/ou plistocénica (depósitos aluvionares, dunas fósseis, areias de praia e de duna actuais), e de idade plio-pleistocénica (depósitos de praias antigas e de terraços fluviais). Consideram-se, na segunda categoria os depósitos de vertente da região de Pindelo (SOARES de CARVALHO, 1949). A área compreendida entre o Sul de Espinho e Aveiro é relativamente aplanada, sendo composta por aluviões actuais e areias de duna e de praia, sendo parte integrante da denominada Bacia Sedimentar de Aveiro (ROCHA, 1994). Na região a Sudoeste de Albergaria-a-Velha afloram alguns depósitos argilo-gresosos do Cretácico inferior e

areníticos avermelhados do Triásico (e.g., SHARPE, 1849; ROCHA, 1994) e na região entre Sernada do Vouga (Aveiro) e Tomar afloram, numa vasta área, depósitos de idade pós-Pérmica incluídos na Bacia Lusitaniana (TELLES ANTUNES *et al.*, 1979; OLIVEIRA *et al.*, 1992).

As rochas granitóides e filonianas ocupam uma área considerável desta região, denunciando sobretudo eventos tectono-magmáticos concomitantes com os diversos períodos de instalação relativamente à orogenia varisca ou anterior (NORONHA *et al.*, 1979; GAMA PEREIRA, 1987; CHAMINÉ *et al.*, 1998b; NORONHA & LETERRIER, 2000), i.e., genericamente afloram na região granitóides precoces e/ou ante-variscos, sin-variscos e tardi-pós-variscos.

Na faixa de cisalhamento de Porto–Tomar os planos axiais das estruturas dobradas, quer à escala regional quer à escala local, estão normalmente deformados por um padrão de cisalhamento norteado (de atitude azimutal N10°W ou NNW), direito, ou seja, constituindo um megadomínio de cisalhamento à escala regional entre a região do Porto e Tomar. Aliás, os primeiros registos das relações de campo na região, nomeadamente os de DELGADO (1870, 1905, 1908), dão conta desta orientação regional N10°W. Com efeito, as estruturas cisalhantes direitas referidas dão origem ao aparecimento de sectores imbricados, em “échelon”, descrevendo estruturas regionais que desenhavam sigmóides, com critérios de movimentação dextrógiro.

O estudo das rochas metassedimentares da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar

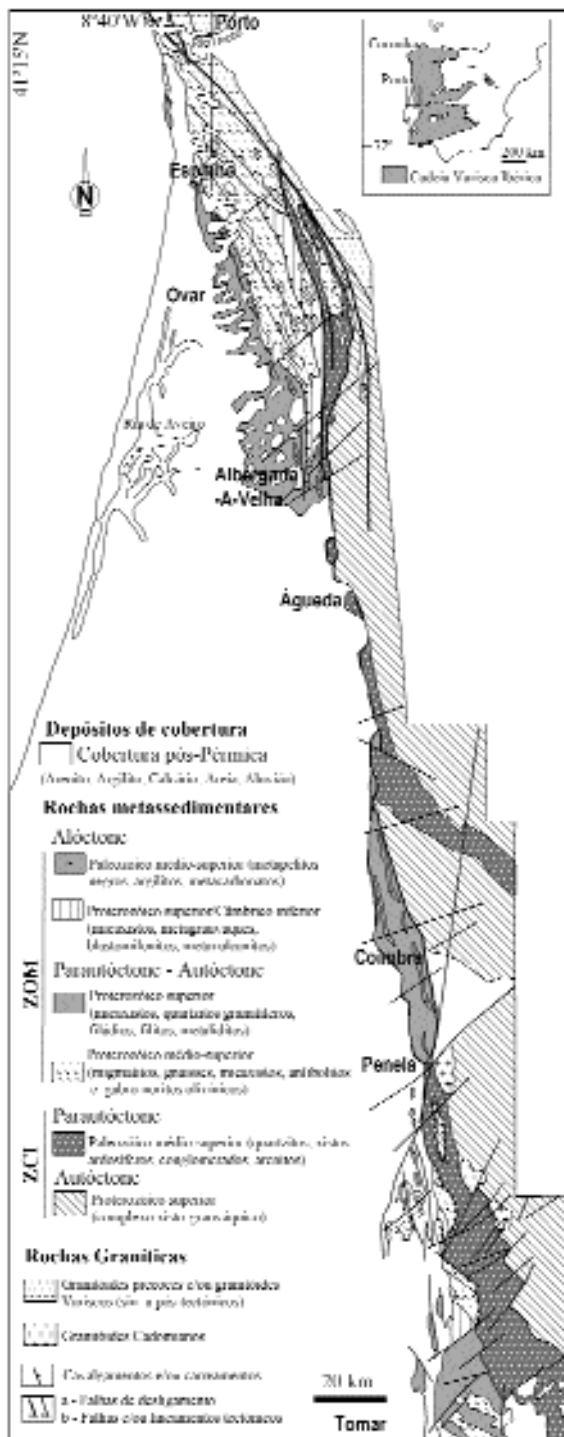


Figura 2. Esboço geológico regional da faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (adaptado e revisto: i. sector da Foz do Douro (Porto): CMP, 1994 e levantamentos inéditos de F. Noronha; ii. sector de Espinho–Albergaria-a-Velha: CHAMINÉ, 2000; sector de Águeda–Coimbra: OLIVEIRA *et al.*, 1992, e levantamentos inéditos de L. C. Gama Pereira e H. I. Chaminé; iii. sector de Espinhal–Alvaiázere (Tomar): GAMA PEREIRA, 1987, e levantamentos inéditos de L. C. Gama Pereira).

(ZOM), efectuado a partir da análise de unidades tectonoestratigráficas (e.g., CONEY *et al.*, 1980; NACSN, 1983; ISSC, 1994; HOWELL, 1995), permitiu a distinção formal de domínios estruturais (unidades alóctones, parautóctones e autóctones). Dadas as suas características geológico-estruturais particulares este megadomínio de cisalhamento é aqui apresentado em três sectores complementares, a saber: sector da Foz do Douro (Porto), sector de Espinho–Albergaria-a-Velha–Águeda e sector de Coimbra–Espinhal–Alvaiázere (Tomar).

#### SECTOR DA FOZ DO DOURO (PORTO)

Na zona ocidental da cidade do Porto, junto à orla litoral entre a foz do rio Douro e o Forte S. Francisco Xavier (vulgo Castelo do Queijo), encontram-se magníficos afloramentos de variadas rochas metassedimentares, especialmente associadas a rochas ortognáissicas de diferentes tipos, que no seu conjunto são cortadas por granitóides variscos. Estas rochas foram objecto de alguns estudos ou referências pontuais, nomeadamente, por SHARPE (1849), BARATA (1910), COSTA (1938, 1958), COSTA & TEIXEIRA (1957), TEIXEIRA (1970) e BRAVO & ABRUNHOSA (1978). Os trabalhos de BORGES *et al.* (1985, 1987), NORONHA & LETERRIER (1995, 2000), LETERRIER & NORONHA (1998), marcam o dealbar de uma abordagem pluridisciplinar e de síntese sobre tão importante sector-chave para a compreensão da faixa de cisalhamento de Porto–Tomar. Assim, as rochas da faixa metamórfica da Foz do Douro foram incluídas, neste trabalho, em

duas unidades tectonoestratigráficas distintas (figuras 2 e 3): a Unidade de Lordelo do Ouro (ULO) e a Unidade dos Gnaisses da Foz do Douro (UGFD). Estas unidades definem no seu conjunto o designado Complexo Metamórfico da Foz do Douro (NORONHA & LETERRIER, 1995) que se integra na ZOM (indicado com as rubricas  $\gamma^I_1$ , “Granitos gnáissicos”, e  $C_{BR}$ , “Complexo Xisto-Grauváquico”, em OLIVEIRA *et al.*, 1992).

#### Unidade de Lordelo do Ouro (ULO)

A ULO constitui uma estreita faixa de rochas de natureza metassedimentar (micaxistos, quartzo-tectonitos recortados, localmente, por pseudotaquilitos; BORGES *et al.*, 1985; CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2003, *in prep.*). No seu limite Leste, contacta por acidente tectónico com o granito do Porto ( $\gamma^I_3$ ) que localmente apresenta corredores de intensa deformação (e.g., granito da Arrábida); no seu limite Oeste, contacta tectonicamente com a UGFD. Na ULO, é nítida a discordância entre as foliações presentes nos ortognaisses e nos micaxistos, o que denuncia uma foliação anterior nestes últimos (BORGES *et al.*, 1985; RIBEIRO & PEREIRA, 1992). A discordância é ainda mais evidente quando retalhos de micaxistos ocorrem no seio dos ortognaisses, atestando a natureza intrusiva destes últimos (BORGES *et al.*, 1985).

#### Unidade dos Gnaisses da Foz do Douro (UGFD)

A UGFD encontra-se confinada a uma faixa de ortognaisses, por vezes com corredores miloníticos onde se identificaram gnaisses recortados, à escala local, por

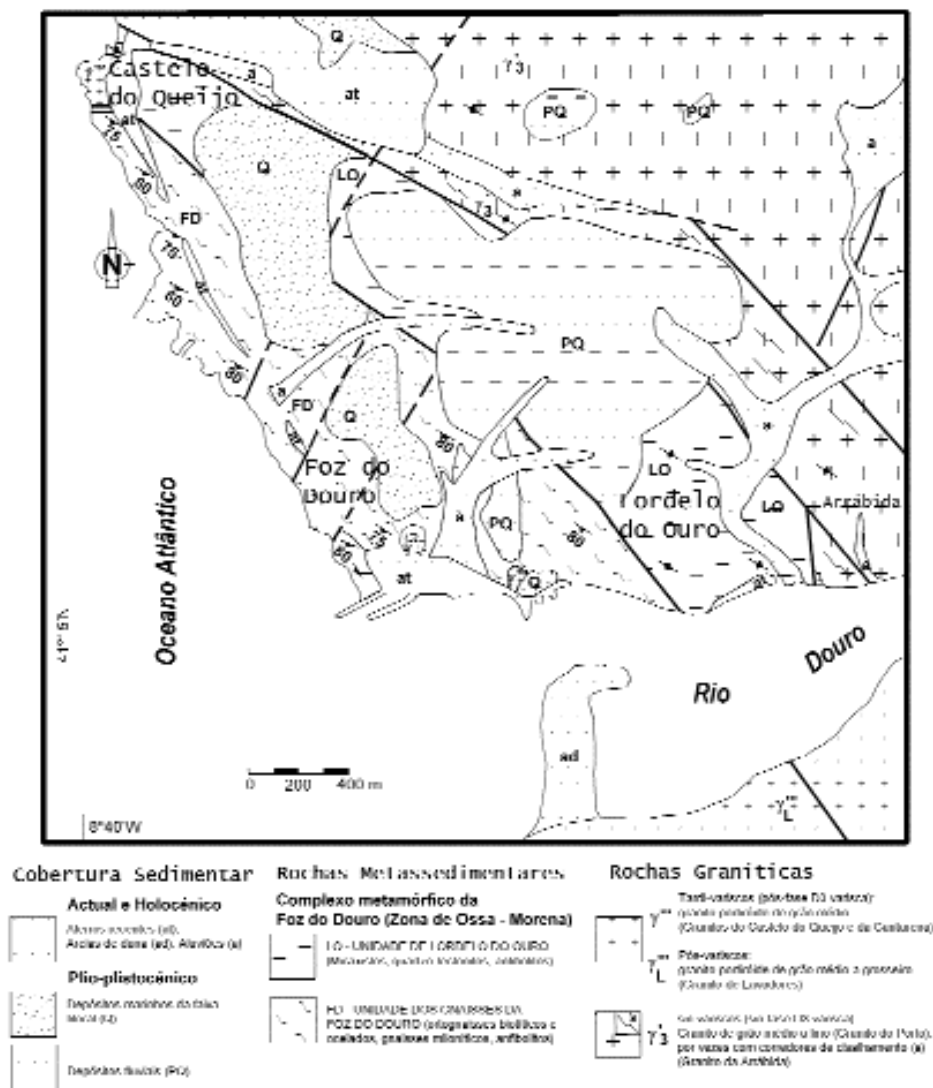


Figura 3. Mapa geológico de pormenor do sector da Foz do Douro, Porto (adaptado de CMP, 1994, e levantamentos inéditos de F. Noronha).

pseudotaquilitos (CHAMINÉ *et al.*, 2003, *in prep.*), compreendida entre o molhe de Felgueiras e o Castelo do Queijo. Foi caracterizada, mercê de uma cartografia de detalhe, por BORGES *et al.* (1985, 1987), como constituída essencialmente por qua-

tro tipos de ortogneissos: (i) gnaisses biotíticos; (ii) gnaisses leucocratas de tendência ocelada; (iii) gnaisses leucocratas; (iv) gnaisses leucocratas ocelados, em regra, afectados por deformação cisalhante intensa. Petrograficamente os gnaisses leucocra-



tas têm, no seu conjunto, uma composição granítica, e os gnaisses biotíticos, desprovidos de feldspato potássico, uma composição tonalítica. Associadas às rochas gnáissicas e aos micaxistos da ULO observam-se várias ocorrências de anfibolitos. Um estudo sobre a petrografia, composição e origem destes anfibolitos (BRAVO & ABRUNHOSA, 1978) mostrou que a sua formação não foi acompanhada de metassomatismo importante e que teriam uma origem magmática onde os produtos primários seriam rochas básicas com carácter toleítico.

Estudos radiométricos Rb-Sr (RT, Rocha Total) efectuados na faixa metamórfica da Foz do Douro apontam idades de  $523 \pm 96$  Ma e de  $566 \pm 47$  Ma para os gnaisses (F. MENDES, 1967/1968) e de 604 Ma (isócrona de referência) para os gnaisses biotíticos (SERRANO PINTO *et al.*, 1987). Mais recentemente foram realizados estudos sistemáticos de geoquímica e geocronologia para caracterização e datação do magmatismo desta faixa (NORONHA & LETERRIER, 2000). Estes estudos permitiram calcular para os gnaisses biotíticos uma idade Rb-Sr (RT) de  $575 \pm 5$  Ma, e um valor da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.702443, o que corresponde ao Proterozóico superior e indica uma origem profunda com contribuição mantélica para estas rochas (NORONHA & LETERRIER, 1995). Noutros estudos geocronológicos em gnaisses biotíticos, pelo método U-Pb em zircão, LETERRIER & NORONHA (1998) obtiveram uma discórdia inversa com uma intersecta inferior a  $567 \pm 6$  Ma. A idade definida por esta intersecta é muito próxima da idade Rb-Sr ( $575 \pm 5$  Ma) que pode, assim, ser admitida como a melhor aproximação para a instala-

ção desta unidade gnáissica. Calculadas para esta idade, as razões muito baixas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7023 a 0.7025) e muito elevadas de  $\epsilon\text{Nd}$  (+6.65 a +6.67) dão para o material fonte uma assinatura mantélica do tipo manto deprimido. A análise de gnaisses de tendência ocelada, pelo método U-Pb em zircão, permitiu obter uma discórdia directa com uma intersecta superior a  $607 \pm 17$  Ma que representa a idade de instalação da unidade gnáissica; as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7053 a 0.7056) e  $\epsilon\text{Nd}$  (-2.84 a -2.89) indicam, contrariamente aos gnaisses biotíticos, uma assinatura francamente crustal (LETERRIER & NORONHA, 1998). Por sua vez, os anfibolitos apresentam composições químicas de basaltos deprimidos do tipo MORB ("Mid-Ocean Ridge Basalts"), não tendo o metamorfismo modificado sensivelmente a sua composição original. A idade modelo calculada, com base nos dados isotópicos Sm-Nd, aponta para 1.05 Ga, fornecendo uma boa aproximação da idade de cristalização destas rochas. Os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7022 a 0.7025) e  $\epsilon\text{Nd}$  (+6.45 a +6.53) estão de acordo com uma origem a partir de um manto deprimido (LETERRIER & NORONHA, 1998).

Em conclusão, as idades determinadas para a UGFD ( $567 \pm 6$  Ma e  $607 \pm 17$  Ma) são equivalentes às estabelecidas para diferentes unidades tectonoestratigráficas da ZOM nas faixas metamórficas de Porto-Coimbra-Tomar (e.g., GAMA PEREIRA & MACEDO, 1983; GAMA PEREIRA 1987; BEETSMA, 1995) e de Tomar-Badajoz-Córdova (e.g., SERRANO PINTO, 1987; QUESADA, 1996), e são ainda similares às encontradas para a Zona do Maciço Norte-Armoriano (e.g., D'LEMOIS *et al.*, 1990; CHANTRAINE

*et al.*, 1994). Estes domínios caracterizam-se assim pela existência de um magmatismo plutónico calcoalcalino de idade cadomiana (*ca.* 550–610 Ma). Este magmatismo é orogénico e sugere um enquadramento geodinâmico do tipo margem activa subducção-colisão. A presença, no CMFD, de anfíbolitos com uma nítida assinatura de manto deprimido, e idade modelo (Nd) estimada em 1.05 Ga, marca um período de oceanização, permitindo supôr que este representa uma “*mélange*” tectónica resultante de um anterior período de colisão-obducção.

#### SECTOR DE ESPINHO–ALBERGARIA-A-VELHA–ÁGUEDA

Os domínios estruturais considerados para a faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha–Águeda e as unidades tectonoestratigráficas (figuras 2, 4, 5 e 6; quadro 1) são as que adiante se descrevem, ordenadas da base para o topo (pormenores em CHAMINÉ, 2000 e CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b, 2003):

##### *Parautóctone e Autóctone relativo da ZOM*

##### Unidade de Lourosa (UL)

A Unidade de Lourosa aflora inequivocamente desde a localidade de Valadares (Gaia) até próximo a Santiago de Riba-Ul (Oliveira de Azeméis) e corresponde a uma larga faixa de metamorfitos com orientação geral NW-SE. Os esparsos retalhos de rochas metassedimentares e gnáissicas aflorantes, entre o Cabedelo do Douro (praias de Lavadores, das Pedras Amarelas,

de Salgueiros e da Madalena) e a praia de Valadares, consideram-se pertencentes a esta unidade tectonoestratigráfica. A Unidade de Lourosa constitui o parautóctone e apresenta aproximadamente 35 km de extensão e 9 km de largura máxima. Os metamorfitos são, nomeadamente, granitóides gnaissificados, migmatitos, micaxistos por vezes granatíferos e anfíbolitos. A diferenciação litológica marcada pelo predomínio, nesta unidade, de migmatitos e/ou anfíbolitos (às vezes granatíferos), bem como a sua posição relativa entre as unidades adjacentes, levou à sua subdivisão em duas unidades litodémicas (NACSN, 1983; ISSC, 1994), que foram designadas por Unidade de Lourosa inferior e Unidade de Lourosa superior. O limite desta subdivisão faz-se, *grosso modo*, a Oeste da antiforma de rochas graníticas de Santa Maria da Feira, existindo em muitos locais evidências de um importante lineamento estrutural, com orientação geral NW-SE.

Assim, as unidades referidas caracterizam-se por: i) Unidade de Lourosa inferior, é constituída por migmatitos, onde se diferenciam corpos lenticulares de ortognaisses biotíticos que apresentam uma franca blastese de feldspatos e foliação gnáissica, de dimensão quilométrica e orientação geral NW-SE. Em afloramento as rochas migmatíticas, quando não alteradas, apresentam um bandado típico e exibem estruturas variadas; ii) Unidade de Lourosa superior, é formada por micaxistos biotíticos de cor castanha, por vezes granatíferos e, bem assim, com níveis de quartzo de exsudação. Em alguns pontos os micaxistos têm uma cor avermelhada

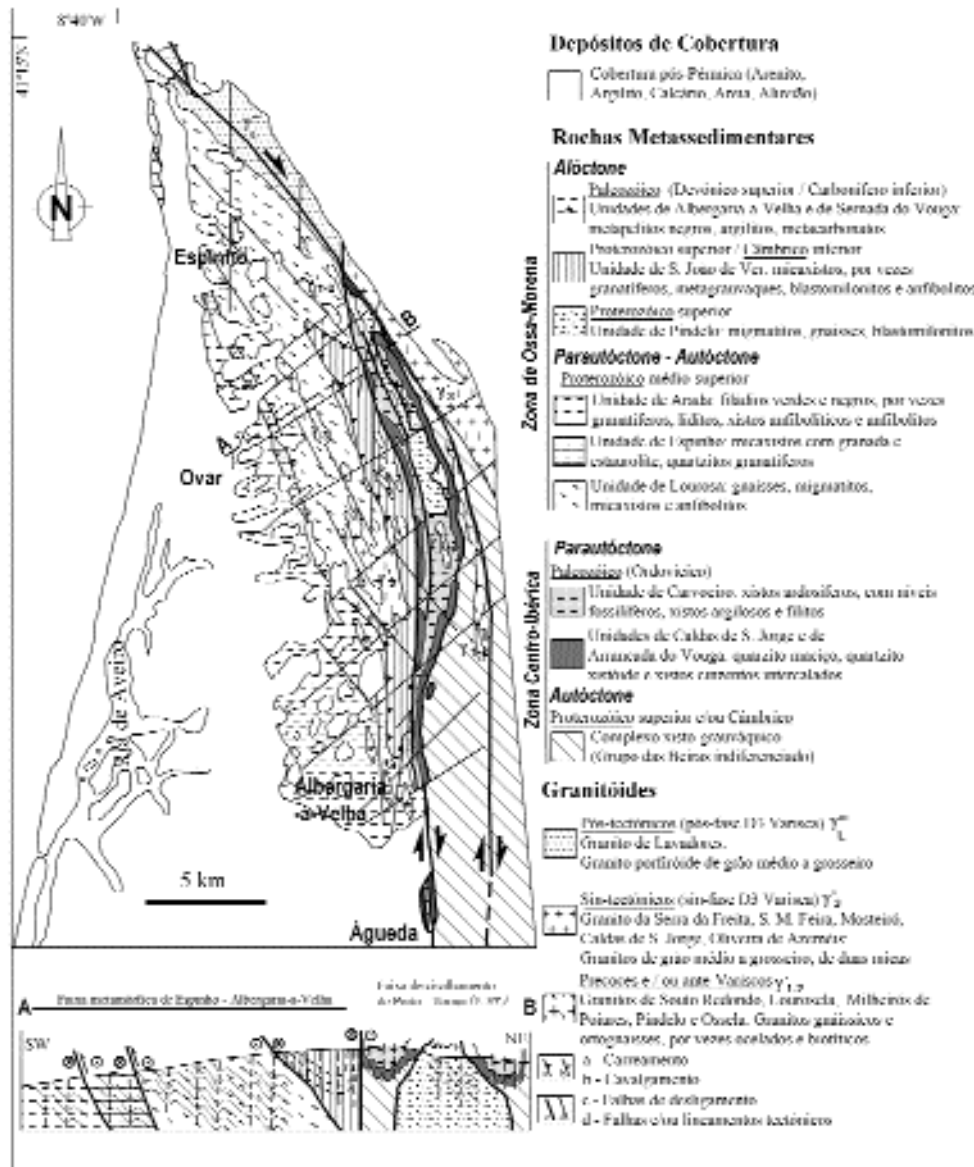


Figura 4. Mapa geológico de pormenor do sector de Espinho-Albergaria-a-Velha-Águeda (adaptado de CHAMINÉ, 2000, e levantamentos inéditos de H. I. Chaminé).

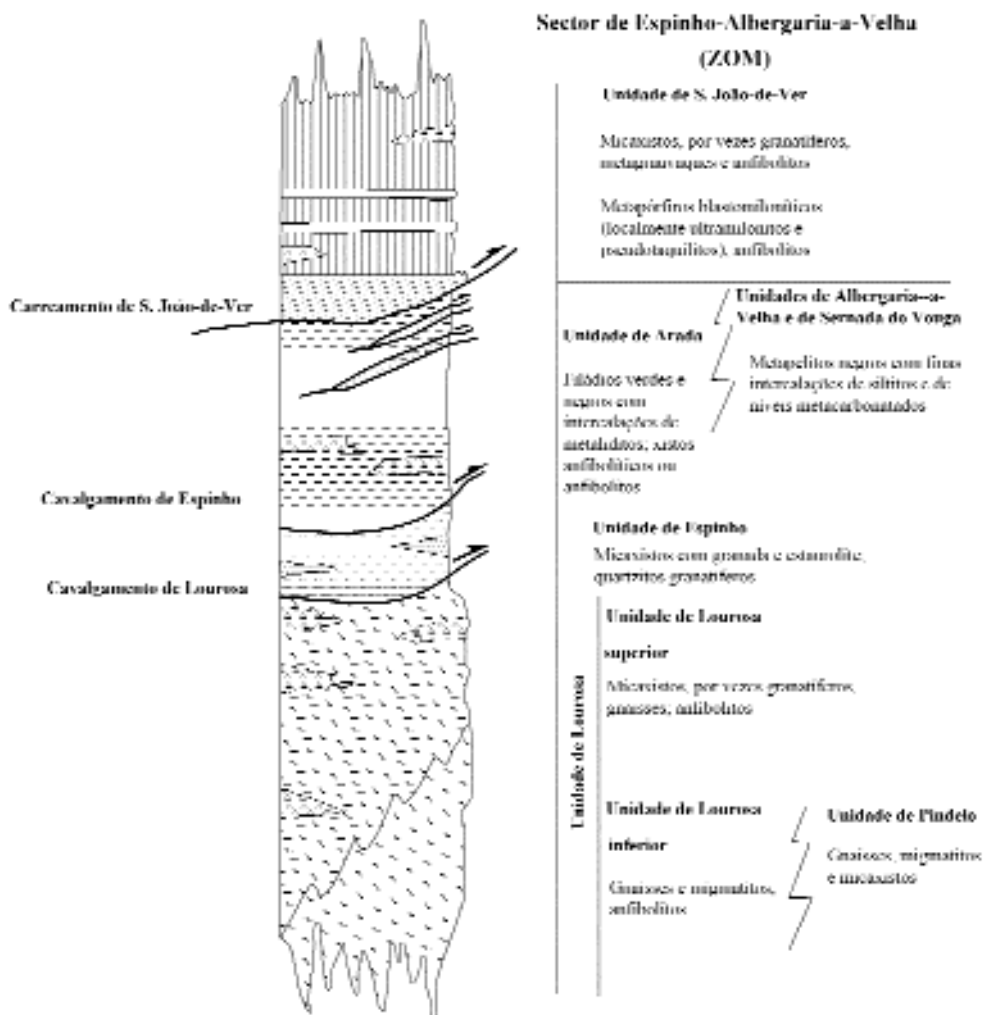


Figura 5. Coluna tectonoestratigráfica sintética reconstituída da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha, Zona de Ossa-Morena (adaptado de CHAMINÉ, 2000).

e/ou amarelada devida ao seu estado de alteração. Ocasionalmente, estas rochas estão intruídas por granitóides gnaissificados, tomando a forma de apófises, cordões, rosários ou lentículas. Próximo à localidade da Quinta do Engenho Novo (Paços de Brandão), regista-se a ocorrência

do pequeno afloramento de ortoanfíbrito olivínico, assinalado por SOUZA-BRANDÃO (1914) e estudado, do ponto de vista petrológico, por MONTENEGRO DE ANDRADE (1977). Interpreta-se esta ocorrência por protrusão em níveis crustais de material ultrabásico serpenti-

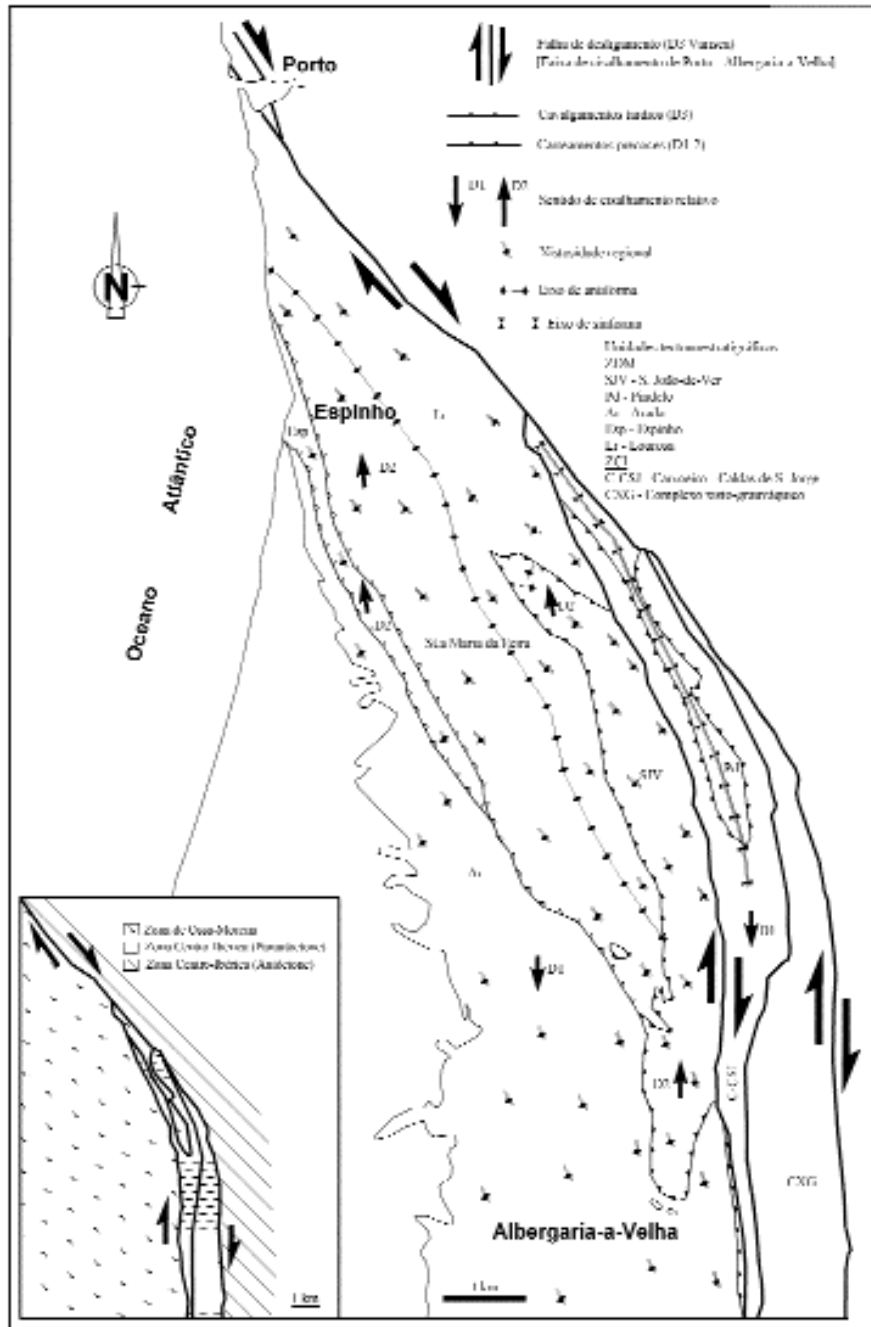
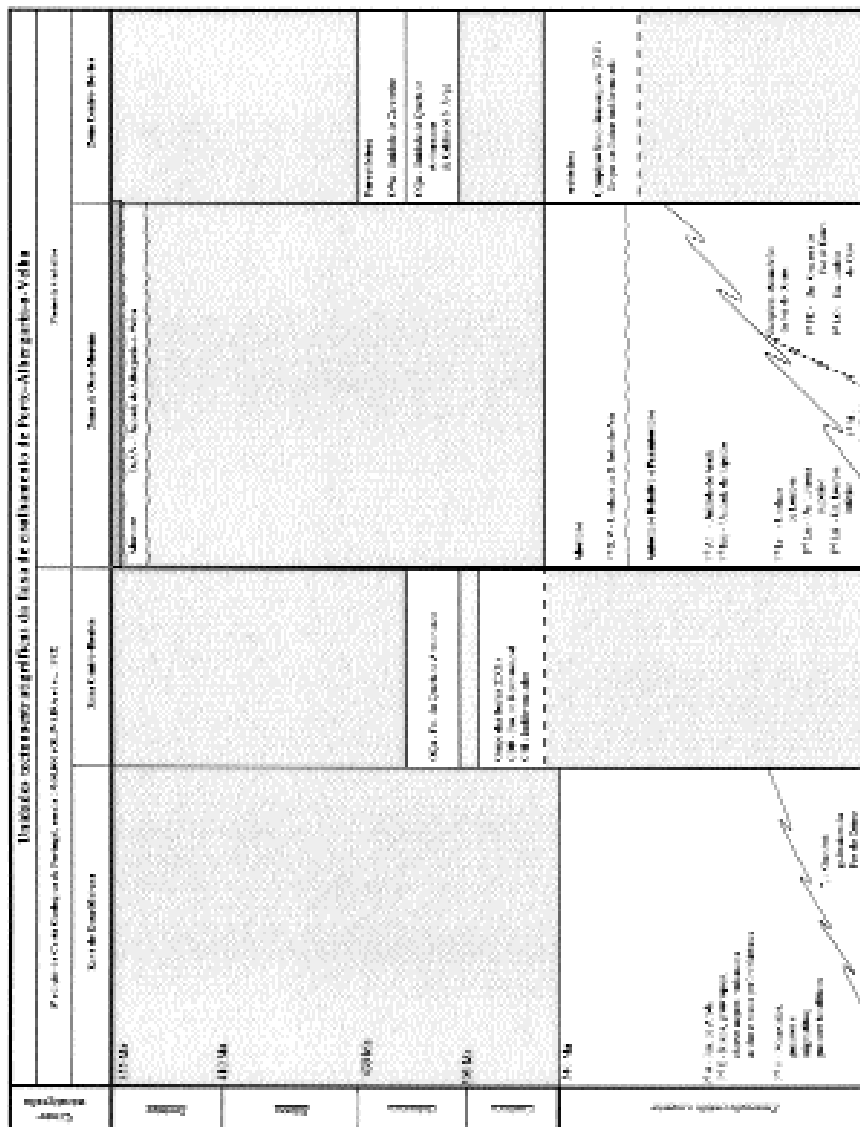


Figura 6. Esboço geológico-estrutural da faixa de cisalhamento de Porto-Tomar, no sector de Espinho-Albergaria-a-Velha (adaptado de CHAMINÉ, 2000).



Quadro 1. Unidades tectonoestratigráficas da faixa de cisalhamento de Porto-Tomar, no sector de Porto-Albergaria-a-Velha (adaptado de CHAMINÉ, 2000)

nizado por mecanismos de educação mantélica (BARRIGA *et al.*, 1992), sendo possível que assinale um contexto de “*mélange*” tectónica.

Intercalados a vários níveis nas duas unidades anteriores, mas ocupando faixas mais significativas na Unidade de Lourosa superior, encontram-se corpos anfíbolíticos de cor negra e medianamente granulares, com orientação média NW-SE. O estudo do quimismo destes anfíbolitos (MENDES, 1988) aponta para uma origem ortoderivada, com composição traquiandesítica sendo considerados basaltos do tipo MORB.

O limite ocidental da Unidade de Lourosa corresponde a uma falha inversa, cavalgante para Oeste (cavalgamento de Lourosa) que põe esta unidade em contacto com as Unidades de Espinho e de Arada. O contacto oriental está sublinhado essencialmente pela presença de granitóides (granito pós-orogénico de Lavadores,  $\gamma_{L}^{III}$ ), e é feito, em parte, pelo ramo oeste do carreamento de S. João-de-Ver.

#### Unidade de Espinho (UE)

A Unidade de Espinho corresponde a uma estreita faixa parautóctone, de aproximadamente 20 km de extensão e 800 m de possança média com orientação geral NNW-SSE, de micaxistos biotíticos de cor cinzenta escura, quase sempre luzentes e acetinados, nos quais ocorrem porfiroblastos de estauroilite e de granada. Os porfiroblastos são visíveis em amostra de mão e, em regra, os cristais são idiomórficos apresentando dimensões variáveis. Foi na parte basal desta unida-

de que foram reconhecidos e cartografados, pela primeira vez, quartzo-tectonitos granatíferos (CHAMINÉ *et al.*, 1995, 1998a; CHAMINÉ, 2000).

As rochas quartzíticas com granada afloram em níveis descontínuos, com possanças médias que não ultrapassam as três dezenas de metros. Apresentam um aspecto muito homogéneo e compacto, granularidade média a fina, e cor acastanhada. À vista desarmada podem observar-se porfiroblastos de granada. É, também, frequente a ocorrência de finos níveis milimétricos de quartzo leitoso paralelos à foliação principal do quartzo-tectonito. Estudos microtectónicos revelaram a existência nas petrofábricas dos eixos  $\langle c \rangle$  de quartzo de relíquias de alta temperatura (CHAMINÉ *et al.*, 1998a; CHAMINÉ, 2000; FERNÁNDEZ *et al.*, 2003). À escala microscópica identificaram-se agregados de granadas alongadas, indicadoras de condições tectonometamórficas de alta temperatura e de extrema deformação (e.g., JI & MARTIGNOLE, 1994; KLEINSCHRODT & MCGREW, 2000). O estudo microestrutural sugere uma génese por mecanismos de deformação por difusão intracristalina segundo um campo de tensões regional, denunciando eventualmente um evento tectonometamórfico, em condições de transição para um metamorfismo de alta temperatura, varisco precoce ou pré-varisco (CHAMINÉ, 2000). Os estudos de metamorfismo indicam uma ausência de variação composicional sistemática nos bordos da granada dos quartzo-tectonitos (CHAMINÉ, 2000; FERNÁNDEZ *et al.*, 2003) e as condições geotermobarométricas estimadas apontam para uma temperatura de  $700 \pm 50$  °C e os

valores de pressão correspondentes situam-se entre 4 e 5 Kbar (FERNÁNDEZ *et al.*, 2003). A referência na bibliografia geológica, especialmente no Maciço Ibérico, de afloramentos quartzíticos com características semelhantes às dos quartzitos granatíferos da Unidade de Espinho é extremamente rara. Contudo, alguns trabalhos mencionam a ocorrência de pequenos afloramentos quartzíticos com granada e/ou distena no Proterozóico da Serra Morena (Unidades de Campo Alto e das Querencias), em Espanha (e.g., DELGADO-QUESADA, 1971; OROZCO & PASCUAL, 1975; DELOCHE *et al.*, 1979) e, por outro lado, no Escudo NW Africano (BERTRAND-SARFATI *et al.*, 1991).

A Unidade de Espinho contacta com a Unidade de Arada por acidente tectónico igualmente cavalgante para Oeste (cavalgamento de Espinho). Em vários locais da região reconheceram-se caixas de falha de ordem de grandeza variável, desde alguns centímetros até dezenas de metros, em que as rochas se encontram frequentemente milonitizadas, e em regra com preenchimento argiloso cinzento escuro ("fault gouge").

#### Unidade de Arada (UAr)

A Unidade de Arada corresponde a uma extensa faixa, com uma orientação geral NNW-SSE, de rochas metassedimentares de idade Proterozóica superior (550 e 600 Ma; segundo BEETSMA, 1995) constituindo o autóctone relativo. Aflora junto à orla litoral, numa série de retalhos que vão desde o apeadeiro de Silvalde até Esmoriz, e prolongam-se para

Leste da região entre Ovar e Estarreja, e para Sul até Angeja (arredores de Aveiro) onde contactam com os arenitos avermelhados do Triásico. É formada por uma sucessão monótona de filádios negros e esverdeados, com raras intercalações de níveis de metaliditos negros. Os filádios têm granularidade fina e neles encontram-se, geralmente, intercalações de filonetes de quartzo de exsudação. O seu aspecto é acetinado e luzente. Estes filádios encontram-se muito deformados e registam-se localmente dobras, muito apertadas, com "microlithons" que materializam, possivelmente, uma foliação precoce ou antevarisca. Correspondem, em termos litológicos, a filádios quartzo-sericíticos e clorítico-moscovíticos que por vezes contêm granada. Intercalados nos filádios, na sua parte basal, ocorrem níveis de rochas anfíbolíticas esverdeadas, os denominados 'Anfibolitos e xistos anfíbolíticos de Maceda' (CHAMINÉ, 2000).

#### Alóctone da ZOM

#### Unidades de Albergaria-a-Velha (UAv) e de Sernada do Vouga (USv)

Na região de Albergaria-a-Velha afloram, numa área restrita, rochas metapelíticas, de cor negra e de granularidade fina, apresentando um metamorfismo orgânico baixo (MOÇO *et al.*, 2001a, b, c). Nestes metapelitos ocorrem alternâncias de níveis psamíticos, de cor cinzenta, e com dimensões milimétricas. Registam-se ainda intercalações de níveis, milimétricos a centimétricos, de lentículas e filonetes de quartzo de exsudação, bem como de rochas metacarbonatadas. Estas rochas metapelí-



ticas negras datadas palinologicamente do Devónico médio-superior e do Carbonífero inferior (FERNANDES *et al.*, 2000, 2001; CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b, 2003) caracterizam, do ponto de vista tectonoestratigráfico, a designada Unidade de Albergaria-a-Velha (CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b) e a Unidade de Sernada do Vouga (CHAMINÉ *et al.*, 2003), respectivamente.

Como se referiu anteriormente, foram também cartografados e descritos pela primeira vez níveis de rochas metacarbonatadas (do ponto de vista mineralógico constituídos por metacarbonatos complexos) intercalados, localmente, em metapelitos negros do Devónico médio-superior, correspondendo ao traço cartográfico de uma dobra maior e aflorantes a aproximadamente 600 m N40°E da igreja de Albergaria-a-Velha (CHAMINÉ, 2000). As rochas metacarbonatadas apresentam-se em níveis compactos com granularidade fina e cor cinzenta acastanhada, podendo em algumas bancadas apresentar uma tonalidade esverdeada. Os níveis têm uma possança média que não ultrapassa os 50 cm e são intersectados por uma rede filoniana quartzosa, decimétrica a centimétrica. Foram também individualizados níveis destas rochas, de espessura decimétrica, com uma coloração castanha escura e finamente dobrados segundo o mesmo estilo do encaixante. À escala meso e microscópica, identificaram-se bandas com intensa milonitização nestes níveis carbonatados. Estudos mineralógicos apontam para a existência, nos níveis metacarbonatados da Unidade de Albergaria-a-Velha, de concentrações minerais argilosas de cor branca correspondentes a dickite e interestratifi-

cados de caulinite–dickite (CHAMINÉ *et al.*, 2001b). Desta forma, a presença das concentrações dos minerais argilosos referidos em rochas metacarbonatadas poderá ser indicadora da proximidade destes acidentes e de uma grande movimentação tectónica, assumindo, por isso, o valor de marcadores tectonoestratigráficos (e.g., PARNELL *et al.*, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2001b).

#### Unidade de S. João-de-Ver (USJV)

A Unidade de S. João-de-Ver corresponde a uma faixa com cerca de 40 km de extensão e 4 km de possança média, com orientação geral N-S a NNW-SSE, que contacta por tectónica do tipo pelicular (“thin-skin”) — Carreamento de S. João-de-Ver — com as unidades de Lourosa e de Arada (CHAMINÉ *et al.*, 1996a, b, 1999; CHAMINÉ, 2000). O contacto Oeste é sublinhado, ou por granitóides variscos e/ou corpos aplito-pegmatíticos, ou por contacto mecânico com os migmatitos e/ou gnaisses da Unidade de Lourosa inferior. O contacto Leste corresponde essencialmente ao ramo mais ocidental do megacisalhamento de Porto–Tomar. Aliás, a própria morfoestrutura regional reflecte esse ramo tectónico —falha de Carvalhal–Açores, coincidindo em parte ao limite Leste da megaestrutura alóctone de S. João-de-Ver — como evidencia o estudo preliminar de GOMES & BARRA (2001). A unidade desenvolve-se desde a localidade de S. João-de-Ver até próximo a Vale Maior (Albergaria-a-Velha), sendo constituída por rochas de metamorfismo de grau médio, com contactos tectónicos

bem visíveis, sublinhados, em regra, por uma faixa de corpos granitóides deformados e/ou bandas de alteração intensa (observam-se frequentemente caixas de falha argilosas muito profundas; CHAMINÉ *et al.*, 1999). Possui duas litologias bem diferenciadas: na base observam-se metapórfiros e gnaisses blastomiloníticos localmente recortados por pseudotaquilitos; no topo, em aparente concordância estratigráfica, reconhecem-se micaxistos, às vezes granatíferos, e metagrauvaques. Ocorrem também inúmeros corpos anfibolíticos, com orientação média NNW-SSE.

#### Unidade de Pindelo (UP)

A unidade de Pindelo desenvolve-se desde a povoação de Togilde (Caldas de S. Jorge) até à de S. Martinho de Ossela (a Sudeste da Vila de Pindelo) e corresponde a uma faixa de rochas de alto grau metamórfico, com aproximadamente 30 km de extensão e 1,5 km de possança média, com orientação geral NNW-SSE. É uma unidade constituída por migmatitos e gnaisses, com franca blastese de feldspatos, e mais raramente por micaxistos. Contacta, tectonicamente, umas vezes com os xistos ardosíferos cinzentos do Paleozóico inferior (ZCI), e outras vezes com gnaisses blastomiloníticos. Esta unidade alóctone é equiparável, do ponto de vista litológico e tectonometamórfico, à Unidade de Lourosa, e encontra-se incluída na denominada faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (*sensu* RIBEIRO, 1979; RIBEIRO *et al.*, 1980).

#### SECTOR DE COIMBRA–ESPINHAL–ALVAIÁZERE

A região em apreço localiza-se a cerca de 20 km a Sul de Coimbra (Penela–Espinhal) prolongando-se até cerca de 15 km a Norte de Tomar (Alvaiázere). Na parte Norte desta região a faixa metamórfica tem uma largura média inferior a 2 km, mas a Sul há locais onde ultrapassa uma dezena de quilómetros. Entre o paralelo de Espinhal e o de Alvaiázere observam-se pequenos retalhos do soco da ZOM que se mostram estruturados de encontro ao substrato Paleozóico da ZCI, a Este, no bordo do Maciço Ibérico. Este Paleozóico, junto ao bordo, fecha o extremo norte do sinclinório de Amêndoa. Outros retalhos da ZOM que afloram por entre os terrenos do Triásico da Orla Meso-Cenozóica, mostram igualmente grande concordância com aquela geometria e reforçam a interpretação de uma faixa, relativamente larga, de cisalhamento. Esta faixa, à escala regional, apresenta uma movimentação direita que afecta não só aqueles metamorfitos que afloram na Orla e respectivo bordo Oeste, bem como o próprio Paleozóico (quartzito Armoricano, xistos ardosíferos, xistos negros e grauvaques que constituem o fecho do sinclinório de Espinhal–Dornes), o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) do Grupo das Beiras e os plutonitos graníticos da ZCI (Vila Nova, Figueiró dos Vinhos, Bouçã e Pedrógão).

Em termos da macroestrutura regional as antiformas de Arega e do Beco (GAMA PEREIRA, 1987), bem como o retalho que lhe fica mais a norte (na zona a Este do Espinhal), mostram as unidades tectono-

tratigráficas com metamorfismo de mais alto grau na região (com um núcleo gnáissico-migmatítico). A antiforma de Arega, com uma superfície axial em sigmóide direito com uma direcção geral NW-SE, mostra acentuada simetria axial assemelhando-se os flancos NE e SW. É nestes flancos que se observam melhor as unidades tectonoestratigráficas e as variações metamórficas destes terrenos.

Os domínios estruturais considerados para a faixa metamórfica de Coimbra–Espinhal–Alvaiázere e as unidades tectonoestratigráficas para a ZOM (figuras 2 e 7) são as que adiante se descrevem, ordenadas da base para o topo (pormenores em GAMA PEREIRA, 1983, 1984a, b, 1987, 1988a, b, 1991, 1998; CHAMINÉ *et al.*, 2000b, 2003): *Parautóctone e Autóctone relativo*: i) Unidade de Maços de D. Maria; ii) Unidade de Arega–Beco; iii) Unidades de Vale de Canas e da Ribeira do Brás; *Alóctone*: i) Unidades da Portela do Ceira e da Ponte de Penela, ii) Unidade dos Amarelos.

#### Unidade de Maços de D. Maria

Esta unidade corresponde a uma série de manchas de granitóides gnaissificados (tonalíticos e granodioríticos) e migmatitos, com orientação geral NW-SE, que afloram especialmente entre a Serra da Nexêbra e a Serra da Quinta (Chão de Couce a Alvaiázere), Maços de D. Maria e Beco (Ferreira do Zêzere). Assim, os ortognaisses apresentam uma franca blastese de feldspatos e uma foliação gnáissica bem desenvolvida. Devido à intensa deformação alguns destes corpos podem ser verdadeiros blastomilonitos. Em afloramento,

as rochas migmatíticas fazem a passagem aos metassedimentos e exibem estruturas lenticulares da migmatização. No seio dos tonalitos gnáissicos podem observar-se resquícios de anfibolitos e metassedimentos. Próximo às localidades do Ral e do Casal do Zote (Ferreira do Zêzere), no seio dos tonalitos gnáissicos afloram, com orientação geral NW-SE, gabros olivínicos, gabro-noritos olivínicos e noritos hornblêndicos, em manchas descontínuas (GAMA PEREIRA, 1987). Estes afloramentos não estão em geral bem expostos estando, em regra, muito alterados. Só os núcleos dos blocos afectados pela alteração e por disjunção esferoidal permitem amostras relativamente sãs.

#### Unidade de Arega–Beco

Esta unidade é constituída genericamente por micaxistos de cor cinza-dourada ou acastanhada, com uma zonografia metamórfica progressiva no sentido do eixo da antiforma, desde a zona da clorite à zona da biotite, zona da estauroлите + granada e da silimanite + feldspato potássico. Em alguns locais, próximo ao contacto, que está relativamente tectonizado, os gnaisses tonalíticos e granodioríticos, passam a ter uma composição granítica e tomam um aspecto essencialmente migmatítico.

#### Unidade de Vale de Canas e da Ribeira do Brás

A Unidade dos filádios negros e verdengos corresponde a uma estreita faixa, com uma orientação geral NNW-SSE. Do ponto de vista litológico são filádios quart-

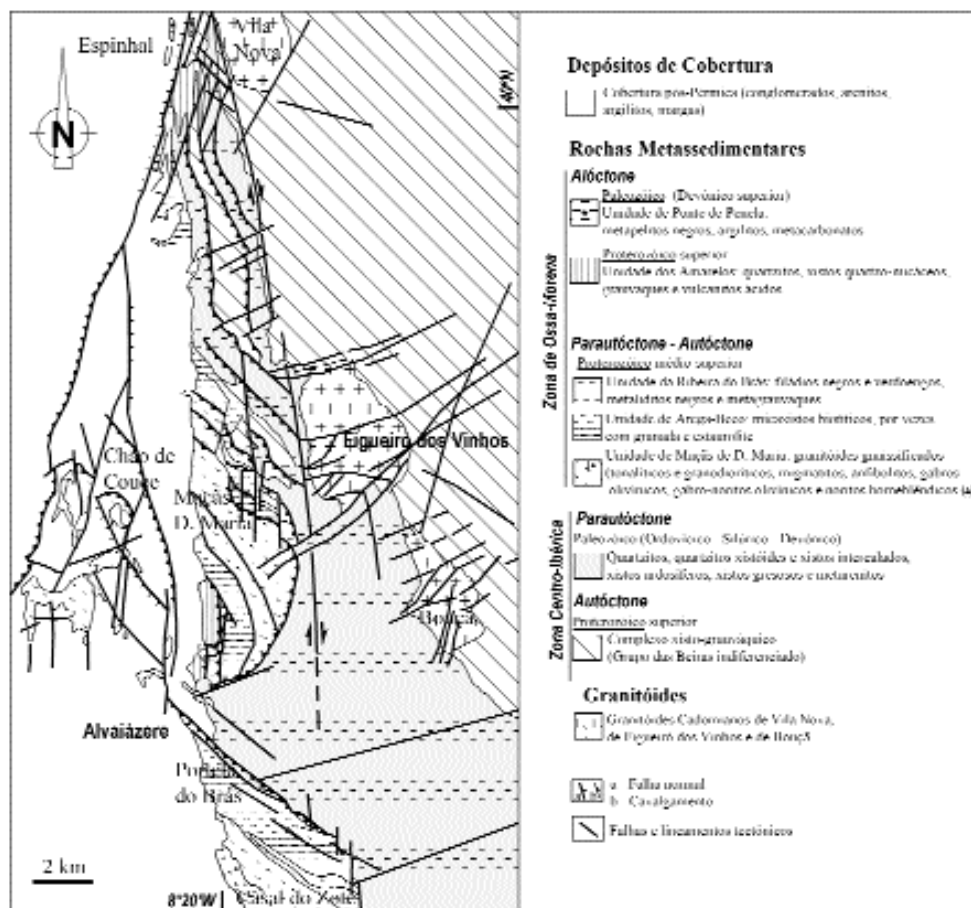


Figura 7. Mapa geológico de pormenor do sector de Coimbra–Espinhal–Alvaiázere (Tomar) (adaptado de GAMA PEREIRA, 1987, e levantamentos inéditos de L. C. Gama Pereira).

zo-sericíticos e clorítico-moscovíticos, com raras intercalações de níveis de metaliditos negros. Os filádios apresentam uma granularidade fina, de coloração esverdeada a negra, em regra acetinados, e registam-se neles, frequentemente, filonetes de quartzo de exsudação. Estes filádios encontram-se muito deformados e são os materiais onde melhor se registam os (micro)dobramentos, em regra, muito apertados.

### Unidade dos Amarelos

No sector SW da antifoma de Aguda-Arega, entre Alvaiázere e Figueira dos Vinhos, foi definida a Unidade dos Amarelos (GAMA PEREIRA, 1983, 1984a, b, 1987) sendo composta, da base para o topo, por: quartzitos finos, metagruvaques e filitos, metarenitos, metapórfiros (ácidos) por vezes com fenoclastos

de feldspato bem desenvolvidos, finas laminações de material vulcanossedimentar, metagrauvaques e xistos. Estas litologias encontram-se, por vezes, muito alteradas, mas mostrando aspectos macroscópicos típicos desta unidade tectonoestratigráfica, especialmente as laminações finas de metavulcanitos ácidos, intercalados com metarenitos finos de cor verdeoenga ou beije claro a cinza; ou, os níveis de metarenitos finos, com intercalações de xistos argilosos, que alteram para tons beije claro com intercalações de metapórfiros que alteram para tons brancos. Esta unidade dos Amarelos está discordante sobre os micaxistos e/ou filádios e filitos do Proterozóico superior.

#### Unidades da Portela do Ceira e da Ponte de Penela

As unidades tectonoestratigráficas da Portela do Ceira e da Ponte de Penela são formadas, genericamente, por metapelitos negros que foram recentemente datadas na região de Coimbra e do Espinhal, respectivamente (CHAMINÉ *et al.*, 2000b, 2001b, 2002, 2003). Estas rochas metapelíticas negras, acetinadas, foram palinologicamente datadas como Devónico médio-superior (FERNANDES *et al.*, 2001; CHAMINÉ *et al.*, 2000b, 2002, 2003). Assim, entre a região da grande Coimbra e o Espinhal (Serra de Penela) e, naturalmente, mais a sul, afloram, em áreas restritas, rochas metapelíticas, de cor negra, granularidade fina, e apresentando um metamorfismo orgânico baixo (MOÇO *et al.*, 2001b; CHAMINÉ *et al.*, 2003). Nestes metapelitos ocorrem alternâncias de bancadinhas metapsamíticas, quartzo-

sas, de cor cinzenta, e com dimensões centimétricas. Registam-se ainda intercalações de níveis, milimétricos, de filonetes de quartzo de exsudação, bem como de finos níveis de rochas metacarbonatadas. Estas rochas apresentam-se em níveis compactos com granularidade fina e cor castanha esverdeada clara. Os níveis cartografados têm uma possança média que não ultrapassa uma dezena de centímetros. Estudos mineralógicos apontam para a existência, nos níveis metacarbonatados da Unidade da Portela do Ceira, de concentrações minerais argilosas de cor branca correspondentes a um politipo da caulinite, a dickite, e seus interestratificados caulinite-dickite (CHAMINÉ *et al.*, 2001b, 2002, 2003).

#### UM ENSAIO DE CORRELAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA: SÍNTESE E DISCUSSÃO

##### TRABALHOS PRÉVIOS

O substrato ante-Pérmico entre Porto e Albergaria-a-Velha forma uma faixa, aproximadamente sub-triangular, com 50 km de extensão longitudinal e 10 km de largura máxima que totaliza uma área de 500 km<sup>2</sup>. O seu limite ocidental estabelece-se entre Porto (Foz do Douro), Vila Nova de Gaia (Canidelo a Valadares), Espinho e Estarreja, e o limite oriental entre S. João da Madeira, Oliveira de Azeméis e Albergaria-a-Velha. O sector de Porto-Albergaria-a-Velha suscitou, desde muito cedo, a curiosidade e a realização de estudos geológicos. Dos trabalhos que lhe foram dedicados destacam-se como mais relevantes os de SHARPE (1849), C.

RIBEIRO (1860), DELGADO (1870, 1905), BARATA (1910), SOUZA-BRANDÃO (1914), ROSAS DA SILVA (1936), FREIRE DE ANDRADE (1938/40), COSTA (1938, 1958), SOARES DE CARVALHO (1945, 1947), MESQUITA (1952), COSTA & TEIXEIRA (1957), ASSUNÇÃO (1962), TEIXEIRA (1970, 1976), SEVERO GONÇALVES (1974), RIBEIRO *et al.* (1980), BORGES *et al.* (1985, 1987), MENDES (1988), BEETSMA (1995), NORONHA & LETERRIER (2000), CHAMINÉ *et al.* (1995, 1998b, 2000a, b, 2003), FERNÁNDEZ *et al.* (2003). Para uma revisão bibliográfica aprofundada e exaustiva sobre a região em questão consultar os trabalhos de CHAMINÉ (2000) e de CHAMINÉ *et al.* (2003).

No que respeita aos restantes sectores a sul da região de Albergaria-a-Velha até Coimbra encontra-se mal conhecido, sobretudo o limite cartográfico e a tectonoestratigrafia da sutura entre a ZOM e a Zona Centro-Ibérica (ZCI), à parte o que consta fundamentalmente dos trabalhos de DELGADO (1908), SOUZA-BRANDÃO (1915/16), COSTA (1950), CHARNAY (1962), COURBOULEIX (1972, 1974), COURBOULEIX & ROSSET (1974), POTRÓ (1995), MOÇO *et al.* (2001a, b), FERNANDES *et al.* (2001), CHAMINÉ *et al.* (2000a, b, 2001, 2002, 2003). A Sul da região de Coimbra e, em particular, no sector entre Espinhal–Alvaiázere–Tomar, os trabalhos de COSTA SIMÕES (1860) e de DELGADO (1870, 1905) foram pioneiros. Nesse mesmo sector, actualmente, a sutura encontra-se bem controlada e caracterizada em resultado de trabalho de investigação

pormenorizado (GAMA PEREIRA, 1983, 1984a, b, 1987, 1988a, b, 1991, 1998; A. PEREIRA & GAMA PEREIRA, 1994) e, no sector de Tomar–Sardoal, destacam-se os trabalhos de GONÇALVES *et al.* (1979), CARVALHOSA & GONÇALVES (1981-82), CONDE (1984), CONDE & GAMA PEREIRA (1993), PEREIRA *et al.* (1998a, b) e PEREIRA & RIBEIRO (2001) que contêm importante informação para a caracterização deste sector.

#### UM ENSAIO DE CORRELAÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA

A ZOM constitui uma área considerável da Península Ibérica e, em particular, do território português sendo ocupada por terrenos em geral muito deformados e metamorfizados de idade proterozóica a paleozóica. Os terrenos ante-câmbrios que formam a faixa de cisalhamento de Badajoz-Córdova pertencem, segundo a mais recentemente sistematização, a duas grandes unidades tectonoestratigráficas, que do topo para a base são (QUESADA *et al.*, 1990, QUESADA, 1996):

- i) Série sin-orogénica (substrato): Complexo vulcano-sedimentar e Complexo turbidítico (“Série Negra”, *s.l.*: Formações de Tentudía e de Montemolín);
- ii) Série pré-orogénica (faixa blastomilonítica): Unidade Alóctone superior (Complexos turbidítico e vulcano-sedimentar); Unidade de Sierra Albarrana (metapelitos e metagrauvaques, quartzitos com granada e/ou distena) e Unidade Acrecional (gnaisses, migmatitos e metavulcanitos).

Uma das características marcantes da ZOM é a individualização de vários núcle-

os de antiformas de rochas precâmblicas, subparalelos entre si, e com uma orientação geral NW-SE. Vários autores (e.g., LEFORT & RIBEIRO, 1980; HERRANZ, 1985; GAMA PEREIRA, 1987; QUESADA *et al.*, 1990; RIBEIRO *et al.*, 1990b), referiram, por exemplo, que as rochas precâmblicas da ZOM estão compartimentadas em grandes blocos muito estreitos, alongados e separados por mega-acidentes tectónicos, com uma orientação NW-SE. Logo, verificar-se-ia uma evolução geotectónica particular dentro de cada megabloco, com unidades de diferente significado estratigráfico e separadas por discontinuidades tectónicas entre elas (unidades tectonoestratigráficas), o que estaria na origem da grande variação observada no estudo da litologia e da estrutura segundo geotransversais NE-SW. Para além disso há uma ausência generalizada de registo fóssilífero nas unidades metapelíticas muito deformadas. Assim, desta compartimentação resulta uma grande dificuldade no estabelecimento de correlações tectonoestratigráficas entre as unidades precâmblicas definidas, quer nos sectores a Oeste da faixa de cisalhamento de Porto–Tomar quer nos sectores setentrionais e meridionais da faixa de cisalhamento de Tomar–Córdova.

Na última década do Século XX surgiram vários trabalhos de índole tectonoestratigráfica e tectonometamórfica de extrema relevância para diferentes sectores da faixa de cisalhamento de Tomar–Badajoz–Córdova (ZOM). Cite-se, entre outros, os trabalhos de: ABALOS (1992), FONSECA & RIBEIRO (1993), GONÇALVES & CARVALHOSA (1994), QUESADA *et al.* (1994), EGUILUZ *et al.*

(1996), FONSECA (1995, 1996), ARAÚJO (1995), ARAÚJO & RIBEIRO (1995, 1996), M. PEREIRA & BRANDÃO SILVA (1996), BRANDÃO SILVA (1996, 1998, 1999), QUESADA (1996). Para referências bibliográficas anteriores a 1992 consultar os trabalhos de referência de TEIXEIRA (1981), de QUESADA *et al.* (1990) e de OLIVEIRA *et al.* (1991).

Os quadros 2 e 3 apresentam a síntese dos principais trabalhos sobre a tectonoestratigrafia da região de Porto–Tomar e um ensaio de correlação entre as unidades tectonoestratigráficas consideradas para os diferentes sectores da faixa de cisalhamento de Porto–Tomar (ZOM), respectivamente.

Numa primeira aproximação pode referir-se que existe em todos os sectores uma espessa sequência metassedimentar pelito-psamítica de tonalidade escura, com frequentes intercalações de metaliditos negros, de metavulcanitos e de rochas metacarbonatadas, a qual representa genericamente a “Série Negra” (CARVALHOSA, 1965, 1983). Além disso, verifica-se também a ocorrência de rochas ortoderivadas onde se diferenciam gnaisses (ortognaisses, gnaisses ocelados, gnaisses blastomiloníticos) e migmatitos. Estas fácies da região de Porto–Albergaria-a-Velha (ZOM) foram também reconhecidas e susceptíveis de serem correlacionadas com os termos superiores, alóctones, da série precâmbrica de Trás-os-Montes (RIBEIRO *et al.*, 1964) ou, na terminologia actual, seria equiparável ao “Complexo do Carreamento das Unidades Inferiores” da região de Morais–Bragança (RIBEIRO *et al.*, 1990a; MARQUES *et al.*, 1996).







As unidades tectonoestratigráficas (Un.) do sector de Espinho–Albergaria-a-Velha apresentam uma similitude litológica e estratigráfica razoável com as unidades definidas nos sectores de Espinhal–Figueiró dos Vinhos (GAMA PEREIRA, 1987) e de Tomar-Sardoa (GONÇALVES *et al.*, 1979; CARVALHOSA & GONÇALVES, 1981-82; CONDE, 1984; PEREIRA *et al.* 1998a, b). Assim, a Unidade de Arada e a Unidade de Espinho serão equivalentes às unidades tectonoestratigráficas — quer às definidas nas antifomas de Arega e do Beco (referenciadas neste trabalho como Unidade dos filádios negros e verdoengos de Vale de Canas e da Ribeira do Brás) por GAMA PEREIRA (1987) quer às definidas, ainda que de carácter preliminar, na região de Tomar, por PEREIRA *et al.* (1998a) — designadas genericamente em ambos os sectores por “Série Negra” (sequência turbidítica composta, normalmente, no seu topo por alternâncias de metapelitos e grauvaques de tons escuros com níveis de quartzitos negros, e na sua base por micaxistos biotíticos granatíferos e estaurolíticos).

No NE Alentejano a “Série Negra” foi reconhecida, especialmente, nos trabalhos de CARVALHOSA (1965) e de GONÇALVES (1971, 1978, 1984), e é na região de Portalegre que é descrita por GONÇALVES & PALÁCIOS (1984), pela primeira e única vez em Portugal, a ocorrência de microfósseis na “Série Negra”. Estes microfósseis possuem um invólucro orgânico (*Eomicrhystridium*) e sugerem uma idade proterozóica superior para esta série.

Contudo, para GONÇALVES & V. OLIVEIRA (1986) a designação de “Série

Negra” deve ser abandonada, em virtude da sua imprecisão estratigráfica, e substituída pelas seguintes formações (Fm.), do topo para a base: Formação de Mosteiros e Formação de Morenos. Com efeito, as Unidades de Arada e de Espinho são correlacionáveis, respectivamente, com a Formação de Mosteiros e a Formação de Morenos, ou, segundo as terminologias mais antigas (RIBEIRO, 1979), teriam equivalência ao Complexo Monometamórfico. De acordo com os trabalhos de HERRANZ (1983, 1984, 1985), equiparam-se à parte superior do Complexo inferior (Beturiano) e a parte do Complexo intermédio (Alcudiano).

Também para a região de Badajoz-Córdoba, QUESADA *et al.* (1990) referem-se ao Grupo da “Série Negra” que incluem no denominado Super-Grupo de Valencia de las Torres–Cerro Muriano (Série pré-orogénica). Posteriormente, QUESADA (1996) apresenta uma nova sistematização da tectonoestratigrafia da região espanhola, na qual considera as unidades tectonoestratigráficas do substrato da ZOM compostas pelas seguintes, do topo para a base: Complexo Vulcano-Sedimentar e “Série Negra”. Esta última é formada por duas formações em aparente continuidade estratigráfica (EGUILUZ, 1988), do topo para a base: Formação Tentudía (metagrauvaques) e Formação Montemolín (sucessão possante de metapelitos e metagrauvaques quartzosos, com intercalações de metaliditos negros e, localmente, mármore; no topo ocorre uma bancada espessa de metavulcanitos — Anfibolitos de Montemolín). Assim, as Unidades de Arada e de Espinho, do sector de Espinho–Albergaria-a-Velha, podem

equiparar-se ao Grupo da “Série Negra”, do Super-Grupo de Valencia de las Torres–Cerro Muriano, e mais concretamente a Unidade de Arada pode estar relacionada com uma parte da Formação de Montemolín.

A Unidade de Lourosa, unidade parautoctone basal do sector de Espinho–Albergaria-a-Velha, equipara-se às unidades tectonoestratigráficas designadas por Complexo Metamórfico da Foz do Douro (NORONHA, 1994; NORONHA & LETERRIER, 2000) ou, mais concretamente, às Unidades dos Gnaisses da Foz do Douro e de Lordelo do Ouro (este trabalho) do sector da Foz do Douro (Porto). Equipara-se também à Unidade dos gnaisses e migmatitos de Maças de D.Maria, da região de Espinhal–Figueiró dos Vinhos (GAMA PEREIRA, 1987, 1998); e no sector Tomar-Sardoal é comparável ao designado Complexo de gnaisses e migmatitos (PEREIRA *et al.*, 1998a). Na região do NE Alentejano a Unidade de Lourosa é correlacionável com a Formação de Campo Maior (gnaisses e migmatitos, com intercalações de anfíbolitos) da faixa blastomilonítica da anti-forma de Crato–Campo Maior (GONÇALVES, 1971, 1978).

Em Espanha, a Unidade de Lourosa corresponderá, globalmente, à Formação Blastomilonítica segundo DELGADO-QUESADA (1971), ao Complexo polimetamórfico de RIBEIRO (1979), ao Complexo Inferior considerado por HERRANZ (1983, 1984b, 1985) e ao Grupo da Formação Blastomilonítica de QUESADA *et al.* (1990).

QUESADA (1996) considerou a existência das denominadas unidades tectono-

estratigráficas da faixa de cisalhamento de Badajoz–Córdova. Estas unidades são delimitadas por descontinuidades tectónicas maiores e organizam-se do seguinte modo, do topo para a base: Unidade Alóctone Superior (semelhante à Formação de Montemolín, “Série Negra” inferior, e a uma sucessão vulcano-sedimentar superior correlacionada com a Formação de Malcocinado), a Unidade de Sierra Albarrana (micaxistos de “El Hoyo”, metarenitos arcósicos e quartzitos com ‘*Scolithos*’, Formação de Albarrana; e complexo superior de micaxistos aluminosos, Formação de Atalaya ou Formação de Albariza), e a Unidade Acrecional (constituída por um conjunto de rochas muito deformadas: gnaisses, eclogitos, metaperidotitos e metavulcanitos).

Devido à semelhança litológica e tectonoestratigráfica correlacionou-se a Unidade alóctone de S. João-de-Ver, definida no sector de Espinho–Albergaria-a-Velha, com a Unidade dos Amarelos (sector Espinhal–Figueiró dos Vinhos) e com a Formação da Urra (NE Alentejano). Assim, no sector de Espinhal–Figueiró dos Vinhos foi definida a Unidade dos Amarelos (GAMA PEREIRA, 1984a, 1987) composta, da base para o topo, por: quartzitos, metarenitos, metapórfiros com fenoclastos bem desenvolvidos de feldspato, micaxistos, e metagrauvaques. Com efeito, GAMA PEREIRA (1987) paraleliza a Unidade dos Amarelos à Formação da Urra. Segundo este autor, este facto daria relevo a uma íntima relação do CXG com os terrenos precâmbrios de Ossa-Morena e marcaria uma linha paleogeográfica importante que podia separar significativamente os terrenos da ZOM e da ZCI,

bem antes das relações com terrenos do Paleozóico inferior que quase sempre cobrem este contacto ao longo duma zona caracterizada por forte instabilidade tectono-sedimentar. Com efeito, a existência de uma paleo-sutura deverá estar mais próxima daquele limite paleogeográfico, o que justificaria e seria responsável pela instabilidade observada ao longo da faixa de cisalhamento supracitada. Não admirará por isso que só ocasionalmente possa ser observada e daí o enorme problema da definição do limite entre as duas zonas. A instabilidade seria marcada pela deposição contínua ou sincopada de sedimentos do Paleozóico associada a sucessivas fases de distensão a que se associam produtos vulcânicos de cariz essencialmente alcalino ou hiperalcalino (GAMA PEREIRA, 1987).

A Formação da Urra (GONÇALVES, 1969, 1971, 1978) ocorre sobre a Formação de Mosteiros, a norte do antiforma de Campo Maior–Crato (NE Alentejo), e apresenta dois membros bem diferenciados do ponto de vista litológico que da base para o topo são (OLIVEIRA *et al.*, 1990): um conjunto inferior de rochas com um aspecto “porfíroide”, constituído por metarcoses com clastos de quartzo, metaconglomerados e metapórfiros ácidos de granularidade grosseira; e um conjunto superior turbidítico formado por micaxistos e metagrauvaques. O contacto do membro inferior com a Formação de Mosteiros parece fazer-se de uma maneira brusca marcando possivelmente uma discordância estratigráfica (OLIVEIRA *et al.*, 1990) ou então corresponderá a uma descontinuidade tectónica maior. Em Portalegre e no Sardoal a Formação da Urra contacta por cavalgamento com as

formações do Ordovícico da ZCI (GONÇALVES, 1971, 1978).

No bordo Oeste da faixa de cisalhamento de Porto–Tomar ocorre uma tectónica de imbricação que proporcionou a existência de unidades tectonoestratigráficas com metamorfismo contrastante de vizinhança variável (e.g., SEVERO GONÇALVES, 1974; GAMA PEREIRA, 1987; CHAMINÉ, 2000). Evidências litotectónicas e micropaleontológicas descobertas quer na região de Estarreja–Albergaria-a-Velha quer na região de Coimbra–Espinhal (*cf.* CHAMINÉ, 2000; FERNANDES *et al.*, 2001; CHAMINÉ *et al.* 2000a, b, c; 2003) revelaram — pela primeira vez neste megasector da ZOM — a imbricação de material metapelítico, do Devónico (a datação palinológica permitiu atribuir um intervalo temporal entre o Givetiano Superior a Frasniano Inferior; FERNANDES *et al.*, 2000, 2001) e do Carbonífero (Namuriano; FERNANDES *et al.*, 2001), em filádios granatíferos do Proterozóico Superior (segundo BEETSMA, 1995). As similitudes litotectónicas e paleontológicas, flagrantes entre os bordos da ZOM dos sectores de Porto–Tomar e de Vendas Novas–Ferreira do Alentejo (e.g., van den BOOGAARD 1963, 1972; CONDE & SOARES DE ANDRADE, 1974; MOUTINHO DA SILVA, 1988; Z. PEREIRA & OLIVEIRA, 2001a, b) permitem deduzir que a influência da faixa de cisalhamento principal se prolongará para Sul de Tomar até à região de Ferreira do Alentejo, assumindo a designação de faixa de cisalhamento de Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo (CHAMINÉ, 2000; PEREIRA & RIBEIRO, 2001; CHAMINÉ *et al.*, 2000b, 2003; RIBEIRO *et al.*, 2003).

O registo de estruturas no material metapelítico negro do Paleozóico médio-superior, na região entre Estarreja e o Espinhal, atesta a acção de uma tectónica de imbricação em relação ao substrato do Proterozóico superior (segundo BEETSMA, 1995). A originalidade destes afloramentos é, quer em termos litológicos quer em termos estruturais, muito semelhante às descrições do Grupo da “Série Negra” (Séries de Mares e de Água de Peixes) da ZOM Alentejana (DELGADO, 1905; CARVALHOSA, 1965, 1983; GONÇALVES & V. OLIVEIRA, 1986). O reconhecimento, pela primeira vez, destas rochas de idade próxima ao limite do Devónico Médio-Superior/Carbonífero, e, bem assim, a sua relação espacial com a faixa de cisalhamento de Porto-Tomar, tem particular importância em termos de geologia regional, sendo plausível a comparação com as idades palinológicas dos grupos envolventes do Pulo do Lobo. Assim, tal como acontece nas unidades metapelíticas do Alentejo — Formação dos Xistos de Moura ou o Complexo Filonítico de Moura (e.g., FONSECA, 1995; ARAÚJO, 1995; ARAÚJO *et al.*, 2000), próximo ao bordo Oeste da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha, a Unidade de Arada encontra-se amalgamada com outras unidades mais recentes (Unidades de Albergaria-a-Velha e de Sernada do Vouga), formando um imbricado tectónico de unidades com idades distintas (CHAMINÉ, 2000a, b; CHAMINÉ *et al.*, 2003), vulgarmente referido pelos autores anteriores como ‘*mélange*’ tectónica. Em síntese, importa destacar que as rochas metapelíticas das Unidades de Albergaria-a-Velha e de Sernada do Vouga atestam a

acção de uma tectónica de imbricação em relação ao substrato do Proterozóico Superior. No Devónico Médio o acidente de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo terá funcionado como uma falha de desligamento gerando estreitas bacias internas, aparentemente do tipo “pull-apart basin”, similares às descritas em áreas adjacentes a falhas deste tipo relacionadas com regimes transtensivos (e.g., Falha de ‘San Andreas’ vs. Falha de ‘Garlock’, Califórnia, E.U.A.; ver RIBEIRO, 2002). Alguns desses estreitos sulcos foram preenchidos por metassedimentos e/ou por rochas máficas preservando-se, assim, núcleos de estruturas de idade mais recente incorporadas num substrato mais antigo. Convém ainda sublinhar que os presentes dados reforçam a possibilidade (MOÇO *et al.*, 2001a, b, c; CHAMINÉ *et al.*, 2000a; 2003) da existência de unidades metapelíticas do Paleozóico médio-superior sob o substrato da Bacia Lusitaniana com conteúdo orgânico e maturação favoráveis à génese das ocorrências de hidrocarbonetos presentes na mesma bacia. A sua existência poderá indiciar um contributo importante sobre hidrocarbonetos gerados em unidades metapelíticas ante-Pérmicas, já sugerido por BLESS *et al.* (1977) e, mais recentemente, por UPHOFF *et al.* (2002).

Uma consequência natural desta nova sistematização tectonoestratigráfica da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha (ZOM) é o estabelecimento de correlações com os restantes sectores portugueses da ZOM. Assim, as unidades ante-paleozóicas consideradas para os sectores da Foz do Douro (Porto) e de Espinho-Albergaria-a-Velha-Águeda podem correlacionar-se, do ponto de vista

tectonoestratigráfico, entre si. Estes por sua vez podem ter seus equivalentes tectonoestratigráficos nos sectores de Coimbra–Alvaiázere, de Sardoal–Tomar, e de Abrantes–Campo Maior:

i) a Unidade de S. João-de-Ver será paralelizável à Unidade dos Amarelos (GAMA PEREIRA, 1987), e à Formação da Urra (GONÇALVES, 1978, 1984), sendo-lhe atribuída uma idade proterozóica superior a câmbrica inferior [?];

ii) as Unidades de Arada e de Espinho serão equivalentes, respectivamente, às Formações de Mosteiros e de Morenos (GONÇALVES & OLIVEIRA, 1986), às Unidades dos filádios negros e verdoengos de Vale de Canas e da Ribeira do Brás (“Série Negra”), ou ao Grupo da “Série Negra” (CARVALHOSA, 1965; GAMA PEREIRA, 1987; QUESADA *et al.*, 1990; PEREIRA *et al.*, 1998a, b); estas unidades terão uma idade proterozóica superior (ou Brioveriano superior);

iii) as Unidades de Lourosa superior e inferior (e de Pindelo), corresponderão ao Complexo Metamórfico da Foz do Douro — Unidades de Lordelo do Ouro e dos Gnaisses da Foz do Douro, às Unidades dos gnaisses e migmatitos de Maças de D.Maria e dos micaxistos de Arega–Beco (GAMA PEREIRA, 1987) e, ainda, ao Complexo de Gnaisses e Migmatitos (PEREIRA *et al.*, 1998a, b), à Formação de Campo Maior (GONÇALVES, 1971, 1978), e ao Grupo da Formação Blastomilonítica (DELGADO-QUESADA, 1971; GONÇALVES, 1978; QUESADA *et al.*, 1990); estas unidades terão uma idade proterozóica média a superior (ou Brioveriano médio a superior).

## IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS NO CONTEXTO DA IBÉRIA

A organização geométrica e cinemática interna desde a escala mesoscópica até à microscópica, nos litótipos da ZOM, são coerentes com aquelas estruturas. O padrão microestrutural observado reproduz fielmente a tectónica regional, observando-se normalmente o desenvolvimento de uma foliação semidúctil, nos metamorfos cisalhados, correspondendo à foliação desenvolvida pela 1ª fase regional Varisca. Posteriormente é cisalhada e reorientada por cisalhamentos direitos com orientação geral N10°W.

A designada faixa de cisalhamento de Porto–Tomar é responsável pela arquitectura do bordo ocidental do Maciço Ibérico. Sobre ela se instalou uma rede de fracturação pós-Pérmica, responsável pela estruturação do próprio bordo. Os retalhos isolados dos terrenos da ZOM, respeitam uma arquitectura que se explica através de um modelo com características tipo ‘*Riedel*’. Mais complexa parece ser a razão da proximidade daqueles terrenos já que ainda não foram observados ou interpretados contactos litológicos e estratigraficamente contínuos, mas sim, inequivocamente, limites controlados por uma tectónica complexa (SEVERO GONÇALVES, 1974; GAMA PEREIRA, 1987; CHAMINÉ, 2000). Sendo os contactos descontínuos, facilmente se aponta para a necessidade de terem decorrido de um processo orogénico ante-Varisco, ou de um processo transcorrente importante, mas não coerentemente formulado até à data. Os defensores (e.g., GAMA PEREIRA, 1987, 1998; PEREIRA *et al.*, 1998a; NORONHA & LETE-

RRIER, 2000; CHAMINÉ, 2000; FERNÁNDEZ *et al.*, 2003) de que aquelas relações provêm da arquitectura de uma orogenia ante-Varisca mostram que os marcadores geológicos disponíveis apontam para uma idade precâmbrica superior (relacionada com o Ciclo Cadomiano). Assim sendo a arquitectura Varisca, que marca fortemente ambos os terrenos, pode privilegiar activamente uma zona de fragilidade antiga do substrato. Mas a arquitectura regional da faixa de cisalhamento de Porto–Tomar, em si, parece decorrer da evolução da 2ª fase regional Varisca, tal como parece estar bem registado na deformação do Paleozóico envolvido com os terrenos da ZOM ao longo da faixa citada, especialmente nos sectores entre Espinho e Albergaria-a-Velha (CHAMINÉ, 2000) e entre Espinhal e Tomar (GAMA PEREIRA, 1987).

O megacisalhamento de Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo pode ser considerado, com base em argumentos tectónico-regionais (CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2000a, b, 2003; RIBEIRO *et al.*, 2003), como um dos acidentes mais antigos do Maciço Ibérico (e.g., LEFORT, 1979, 1989; LEFORT & RIBEIRO, 1980; GAMA PEREIRA, 1998; MARTÍNEZ-CATALÁN, 1990; DIAS & RIBEIRO, 1993; SHELLEY & BOSSIÈRE, 2000; RIBEIRO *et al.*, 2003). Este megacisalhamento intersectado pela faixa de cisalhamento de Tomar–Badajoz–Córdova, foi reinterpretado como um acidente estrutural profundo do tipo falha transcorrente que marca um contexto de interplaca. Este acidente estaria activo desde as fases precoces da orogenia

Varisca (Silúrico Superior a Devónico Inferior) e, provavelmente, durante todo o “Ciclo de Wilson” Varisco. Contudo, há outras perspectivas sobre a evolução geodinâmica deste complexo acidente tectónico no contexto das Variscides Ibérica (e.g., BRANDÃO SILVA, 1996, SHELLEY & BOSSIÈRE, 2001, M. PEREIRA & BRANDÃO SILVA, 2001).

Deste modo, segundo a nossa perspectiva, ganha forma um modelo tectonoestratigráfico associado a uma falha de grande expressão, activa no espaço–tempo Varisco [*s.l.*; i.e., *ca.* 420–290 Ma], colmatado sob a forma de um sulco profundo, que regista uma deformação mais intensa num dos seus blocos (bloco ocidental), e que poderá dar origem a um deslocamento Norte–Sul, muito significativo, ao longo do acidente Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo. Se associarmos os acidentes de Porto–Tomar, com direcção geral N-S, e de Ferreira do Alentejo–Ficalho, com orientação geral E-W, há a evidência de uma geodinâmica que preserva uma importante sutura de natureza ofiolítica, comprovada no bordo Sul, ao longo do acidente Ferreira do Alentejo–Ficalho (ver SOARES de ANDRADE, 1978, 1983, 1985; FONSECA, 1995; ARAÚJO, 1995; FONSECA *et al.*, 1999) e possivelmente um esboço de oceanização incipiente abortado ao longo do acidente de Porto–Tomar (CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2000b). Esta última possibilidade é apoiada pela existência de numerosos retalhos de anfíbolitos (s.l.) com quimismo de tendência “MORB” e de ultramafitos (SOUZA-BRANDÃO, 1914; MONTENEGRO DE ANDRADE, 1977; BRAVO & ABRUNHOSA, 1978;

PORTUGAL FERREIRA, 1982; GAMA PEREIRA, 1987; MENDES, 1988; NORONHA & LETERRIER, 2000; CHAMINÉ, 2000) em conjugação com processos metassomáticos e/ou hidrotermais intensos, em termos de circulação de paleofluidos, na faixa de cisalhamento de Porto–Tomar (e.g., BOBOS & GOMES, 1998; CHAMINÉ, 2000; CHAMINÉ *et al.*, 2001), que indiciam a natureza profunda deste acidente tectónico maior.

#### AGRADECIMENTOS

Esta publicação sintetiza o estudo tectonoestratigráfico desenvolvido na região de Espinho–Albergaria-a-Velha (ZOM/ZCI) e sectores envolventes, e inclui parte das principais conclusões da dissertação, apresentada à Universidade do Porto, de HIC. Este beneficiou de uma bolsa da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT), no período de 1994/1997 (BD/2633/93-RN) na Universidade do Porto, e de uma bolsa de pós-doutoramento da FCT (SFRH/ BPD/ 3641/ 2000) na Universidade de Aveiro. Este trabalho recebeu apoio dos projectos TECTIBER/FCT, PRAXIS/ CTA/ 82/ 1994 e MODELIB/ FCT (POCTI/ 35630/ CTA/ 2000–FEDER). Aos Drs. José Teixeira, Eduardo Carvalho e Carla Ribeiro pelo apoio na execução das ilustrações. Os autores agradecem as discussões frutuosas, e apoio de ordem vária, dos colegas do Instituto Geológico e Mineiro (IGM), especialmente nos anos de 1994/1995, com os

Doutores E. Sousa Pereira e B. Barbosa, os Drs. N. Ferreira, Y. Pedrosa, P. Castro, C. Meireles, o Professor Eng. M. R. Machado Leite, a Eng. M. E. Moreira, o Dr. J. Amaral Ferreira e o Sr. José Oliveira Rocha. Uma palavra de gratidão aos Srs. Norberto Silva, Júlio Oliveira e F. Cardoso (IGM), por todo apoio de campo, no ano de 1994, ao trabalho de HIC. Aos Drs. L. P. Moço e J. P. Fernandes, aos Professores D. Flores, A. Almeida, F. Sodrê Borges e M. Montenegro de Andrade (Porto), e aos Professores C. Gomes, F. T. Rocha e M. Serrano Pinto (Aveiro), todo o apoio e discussão franca nas suas especialidades.

As discussões e informações várias, no contexto da geologia Peninsular, tidas com o Professores Alberto Marcos (Oviedo), José M. Munhá (Lisboa), Ary Pinto de Jesus (Porto), Alexandre Araújo (Évora), Assunção Araújo (Porto), e os Doutores J. Leterrier (Nancy), S. Llana-Fúnez (Oviedo), Alberto Gomes (Porto) e C. Quesada (Madrid) foram preciosas para o refinamento das ideias deste artigo. Por fim, um agradecimento muito especial ao Professor António Ribeiro (Lisboa) pelas numerosas discussões sobre a temática do presente trabalho e saídas de campo a muitos dos afloramentos chave, bem como pelas discussões animadas sobre os modelos geotectónicos e suas comparações com os modelos análogos actuais da região da Califórnia.

*Recibido:* 4-VII-03

*Aceptado:* 12-VIII-03



## REFERÊNCIAS

- ABALOS, B. (1992). *Cinémática y mecanismos en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba*. Labor. Xeol. Laxe, Série Nova Terra, Edícios do Castro, Sada, A Coruña, 6: 1-430.
- 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*. Universidade de Évora. 200 pp. (Tese de doutoramento).
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1995). Tangential transpressive strain regime in the Évora-Aracena Domain (Ossa Morena Zone). *Bol. Geol. Min.*, Madrid, 106 (2): 111-117.
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1996). Estrutura dos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena. In: ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F., (Eds.), *Estudos de Geologia da Zona de Ossa-Morena*, Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Universidade de Évora. pp.169-182
- ASSUNÇÃO, C. F. T. (1962). Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 10: 1-70.
- BARATA, J. M. P. (1910). *Contribuição para o estudo das rochas do Porto*. Faculdade de Philosophia Natural. Coimbra. 59 pp.
- BARRIGA, F. J.; FYFE, W. S.; LANDEFELD, L. A.; MUNHÁ, J. & RIBEIRO, A. (1992). Mantle eduction: tectonic fluidisation at depth. *Earth-Science Reviews*, 32: 123-129.
- BEETSMA, J. J. (1995). *The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids*. Vrije Universiteit Amsterdam. 223 pp. (Tese de doutoramento).
- BERTRAND-SARFATI, J.; MOUSSINE-POUCHKINE, A.; AFFATON, P.; TROMPETTE, R. & BELLION, Y. (1991). Cover sequences of the West African craton. In: DALLMEYER, R. D. & LÉCORCHÉ, J. P. (Eds.). *The west African orogens and circum-Atlantic correlations*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag. pp. 65-82.
- BLESS, M. J.; KIMPE, W. F.; MEESSEN, J. P.; BOUCKAERT, J.; DEJONGHE, L.; GRAU- LICH, J. M.; CALVER, M. A.; PAPROTH, E.; HORN, M.; KULLMANN, J.; OLIVEIRA, J. T.; PARIS, F.; ROBARDET, M.; PERDIGÃO, J. C.; RIBEIRO, A.; SANCHEZ DE POSADA, L.; TRUYOLS, J. & NAYLOR, D. (1977). *Y a-t-il des hydrocarbures dans le pré-Permien de l'Europe occidentale*. Ministère des Affaires Economiques (Administration des Mines, Service Géologique), Bruxelles. Professional Paper 148 (11):18-54. (publicado também em: *Th aken (Heerlen). Olie en gas in het pre-Perm van west-Europa?*. 20 (4): 1-17, 1978).
- BOBOS, I. & GOMES, C. (1998). Greisen and post-greisen alteration in the São Vicente de Pereira kaolinite deposit, Portugal. *Canadian Mineralogist*, 36: 1615-1624.
- BOOGAARD, M. van den (1963). Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal. *Geol. Mijnb.*, 42 (8): 248-259.
- BOOGAARD, M. van den (1972). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 1 – A middle Devonian faune from near Montemor-o-Novo. *Sci. Geol.*, Leiden, 13: 1-11.
- BORGES, F. S.; NORONHA, F. & MARQUES, M. (1985). Excursão geológica no complexo gnáissico da Foz do Douro. In: *Livro guia das excursões geológicas da IX Reunião Geologia do Oeste Peninsular*. Universidade do Porto.
- BORGES, F. S.; NORONHA, F. & MARQUES, M. (1987). Metamorphic terrains of Foz do Douro. In: RIBEIRO, A.; DIAS, R.; PEREIRA, E.; MERINO, H.; BORGES, F. S.; NORONHA, F. & MARQUES, M. (coords.). *Guide-book for the Miranda do Douro-Porto excursion. Conference on Deformation and Plate Tectonics*, Oviedo. pp. 11-19, 5 figs.
- BRANDÃO SILVA, J. (1996). Geodinâmica antemesozoica do sector Oeste da Zona de Ossa-Morena e regiões limítrofes: síntese com base em recentes observações. In: ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F., (Eds.), *Estudos de Geologia da Zona de Ossa-Morena*, Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora. pp. 231-262.
- BRANDÃO SILVA, J. (1998). Sucessão das fases de deformação Varisca no Oeste Ibérico. In: AZERÊDO, A., Coord., *Actas V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, 1998. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 (1): D7-D10.

- BRANDÃO SILVA, J. (1999). The west Iberian Massif: a kinematic and dynamic overview. In: GÁMEZ VINTANED, J. A., EGUÍLUZ, L. & PALÁCIOS, T., (Eds.), *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Extended Abstracts, International Meeting on Cadomian Orogens*, Badajoz. pp. 229-232.
- BRAVO, M. S. & ABRUNHOSA, M. J. (1978). Sobre a petrografia, composição e origem dos anfibólitos da Foz do Douro (Porto-Portugal). *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 95 (4ª série): 1-26.
- CARVALHOSA, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 11: 1-130.
- CARVALHOSA, A. (1983). Esquema geológico do maciço de Évora. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 69 (2): 201-208.
- CARVALHOSA, A. & GONÇALVES, F. (1981-82). Contribuição para o conhecimento geológico do maciço granítico de Mação. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, 24: 251-261.
- CHAMINÉ, H. I. (2000). *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 pp, 2 anexos, 3 mapas. (Tese de doutoramento).
- CHAMINÉ, H. I., ALMEIDA, A., MOREIRA, M. E., LEMOS DE SOUSA, M. J. & FONSECA, P. E. (2001a). Caracterização geoquímica preliminar de rochas ortoderivadas da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena, NW de Portugal): implicações geotectónicas. In: LAGO, M.; ARRANZ, E. & GALÉ, C., eds., *Proceedings III<sup>er</sup> Congreso Ibérico de Geoquímica/VIII Congreso de Geoquímica de España*. Instituto Tecnológico de Aragón, Zaragoza, Spain. pp. 331-336.
- CHAMINÉ, H. I., FERNANDES, J. P.; MOÇO, L. P.; FONSECA, P. E.; LEMOS DE SOUSA, M. J. & RIBEIRO, A. (2000a). New data on stratigraphy, palaeontology and organic petrology from Mouquim-Carvoeiro Palaeozoic synform (Porto-Albergaria-a-Velha shear zone, NW of Portugal): Tectonostratigraphic implications. In: J. B. DIEZ & A. C. BALBINO, eds., *I Congreso Ibérico de Paleontología, XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, Livro de Resumos, Universidade de Évora. pp. 52-53.
- CHAMINÉ, H. I., FONSECA, P. E., MONTEIRO, J. F., BORGES, F. S. & MUNHÁ, J. M. (2003). Importância e significado dos pseudotaquilitos e ultramilonitos associados a faixas de cisalhamento no Maciço Ibérico (Portugal): integração na geotectónica e na paleosismicidade varisca. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña (neste volume)
- CHAMINÉ, H. I., GAMA PEREIRA L. C., FONSECA P. E., MOÇO L. P., FERNANDES J. P., ROCHA F. T., FLORES D., PINTO DE JESUS A., GOMES C., SOARES DE ANDRADE A. A. & ARAÚJO, A. (2003). Tectonostratigraphy of middle and upper Palaeozoic black shales from the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios* (in press)
- CHAMINÉ, H. I., MOÇO, L. P., ROCHA, F. T., GOMES, C., GARCIA, C., FLORES, D., LEMOS DE SOUSA, M. J., GAMA PEREIRA, L. C. & FONSECA, P. E. (2001b). Rochas metacarbonatadas e metapelíticas do Paleozóico médio (sector de Espinho-Albergaria-a-Velha-Coimbra, NW de Portugal): caracterização preliminar baseada em marcadores geoquímicos, mineralógicos e petrológicos. In: LAGO, M.; ARRANZ, E. & GALÉ, C., eds., *Proceedings III<sup>er</sup> Congreso Ibérico de Geoquímica/VIII Congreso de Geoquímica de España*. Instituto Tecnológico de Aragón, Zaragoza, Spain. pp. 337-341.
- CHAMINÉ, H. I.; CARVALHO, J. M. & FONSECA, P. E. (1999). O ramo oeste do carreamento de S. João-de-Ver: estudos de cartografia estrutural e de hidrogeologia no sector de Santiago de Riba-Ul-Oliveira de Azeméis (faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha, NW de Portugal). *GEÓlogos*, Porto. 5: 57-65.
- CHAMINÉ, H. I.; FERNÁNDEZ, F. J.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (1998a). Unusual HT quartz c-axis fabric developed in the quartz-mylonites of the Espinho Formation (Ossa-Morena Zone, NW Portugal). *Annales Geophysicae*. European Geophysical Society. 16 (suppl. I): C 92.
- CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; FERNANDES, J. P.; BORGES, F. S. & NORONHA, F. (in prep). Pseudotaquilitos do complexo metamórfico da Foz do Douro (faixa de cisalhamento de Porto-Tomar, NW de Portugal): implicações tectónicas no contexto do Maciço Ibérico.

- CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (1996a). Estruturas desenvolvidas em ortognaisses da Unidade de Lourosa induzidas pelo carreamento de S. João-de-Ver. Aspectos da deformação no autóctone (Sector Espinho-Albergaria, Zona de Ossa Morena). *Resumos alargados, 2ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. pp. 45-48.
- CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; ROCHA, F. T.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; FLORES, D.; GAMA PEREIRA, L. C.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J. & RIBEIRO, A. (2000b). Unidade de Albergaria-a-Velha (faixa de cisalhamento de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo): principais resultados de um estudo geológico pluridisciplinar. *Geociências*, Aveiro, 14 (1/2): 47-54.
- CHAMINÉ, H. I.; LETERRIER, J.; FONSECA, P. E.; RIBEIRO, A. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (1998b). Geocronologia U/Pb em zircões e monazites de rochas ortoderivadas do sector Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena, NW de Portugal). In: AZERÊDO, A. (coord.). *Actas V Congresso Nacional de Geologia. Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 (1): B115-B118.
- CHAMINÉ, H. I.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; DELGADO, H.; ROCHA, F.; FONSECA, P. E.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J. & RIBEIRO, A. (2000c). Clay mineralogy, organic metamorphism and palynology of black shales from Albergaria-a-Velha region (NW of Portugal): geodynamic implications. In: GOMES, C., ed., *Proceedings of the 1st Latin-American Clay Conference (Extended Abstracts)*, Associação Portuguesa de Argilas. Funchal (Madeira), 2: 57-63.
- CHAMINÉ, H. I.; PEREIRA, E.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (1996b). Aspectos da deformação da unidade alóctone de S. João-de-Ver (Sector Espinho-Albergaria, Zona de Ossa Morena). *Resumos alargados. 3º Encontro de Campo e 2ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. pp. 3-6.
- CHAMINÉ, H. I.; RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1995). Cartografia geológica e estratigrafia da faixa precâmbria do sector Espinho-Albergaria-a-Velha (ZOM). In: SODRÉ BOR-  
GES, F. S. & MARQUES, M. (coords.). *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 329-333.
- CHAMINÉ, H. I.; ROCHA, F. T.; MOÇO, L. P.; FERNANDES, J. P.; FLORES, D.; GOMES, C.; LEMOS DE SOUSA, M. J.; GAMA PEREIRA, L. C. & FONSECA, P. E. (2002). Middle and upper Palaeozoic basins from Estarreja-Coimbra-Tomar region (Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone, W Portugal): a clay mineralogy, organic metamorphism, palynology and tectonostratigraphy review. In: GAILLARD C. & HANTZPERGUE P., coords., *Strati'2002, 3ª Congrès Français de Stratigraphie*, Lyon. *Docum. Labor. Géol. Lyon*, 156: 68-69.
- CHANTRAINE, J.; AUVRAY, B.; BRUN, J. J.; CHAUVEL, J. J. & RABU, D. (1994). The cadomian orogeny in the Armorican Massif: conclusions. In: KEPPIE, J. D. (ed.). *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag. pp. 126-128.
- CHARNAY, C. (1962). *Contribution à l'étude géologique de la region de Coimbra (Portugal)*. Diplôme d'Études Supérieures de Sciences Naturelles. Faculté des Sciences de Lyon. 102 pp + atlas.
- CMP – CÂMARA MUNICIPAL DO PORTO (1994). Carta geológica, escala 1/10 000. In: *Carta geotécnica do Porto*. Des. N° 003. CMP/COBA/FCUP.
- CONDE, L. E. N. (1984). Excursão geológica na região de Ferreira do Zêzêre-Abrantes. In: *Livro-Guia das Excursões da VI Reunião do Grupo Ossa-Morena*, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. 8 pp.
- CONDE L. E. N. & SOARES DE ANDRADE A. (1974). Sur la faune méso-et/ou néodévonienne des calcaires du monte das Cortes, Odivelas (massif de Beja). *Mem. Not.*, Coimbra, 78: 141-145.
- CONDE, L. E. N. & GAMA PEREIRA, L. C. (1993). The precambrian and paleozoic stratigraphy and structure of the Coimbra-Tomar region. *Terra Abstracts, Terra Nova*, 5 (Suppl. 6): 2-3 (XII Reunião de Geologia Oeste Peninsular, Évora).
- CONEY, P. J.; JONES, D. L. & MONGER, J. W. H. (1980). Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288 (27): 329-333.

- COSTA SIMÕES, A. A. (1860). *Topographia médica das Cinco Vilas e Arega*. Imprensa da Universidade, Coimbra. 165 pp, 2 mapas.
- COSTA, J. C. (1938). *O Pôrto, Geografia-Geologia*. Nova Monografia do Porto. Porto. pp. 3-32.
- COSTA, J. C. (1950). *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Serviços Geológicos de Portugal. pp. 1-27.
- COSTA, J. C. (1958). A geologia da região Portuense e os seus problemas. *Bol. Acad. Ciênc. Lisboa*, 30: 3-25.
- COSTA, J. C. & TEIXEIRA, C. (1957). *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000*. Notícia explicativa da Folha 9-C (Porto). Serv. Geol. Portg. Lisboa. 38 pp.
- COURBOULEIX, S. (1972). *Etude géologique des régions d'Anadia et de Mealhada au Nord de Coimbra (Portugal)*. Diplôme d'Études Supérieures de Sciences Naturelles. Faculté des Sciences de Lyon. 342 pp., 1 mapa.
- COURBOULEIX, S. (1974). Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada. I – Le socle, le primaire et le trias. *Commun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 58: 5-37.
- COURBOULEIX, S. & ROSSET, J. (1974). Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada. II – La tectonique. *Commun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 58: 39-45.
- DELGADO, J. F. N. (1870). Breves apontamentos sobre os terrenos paleozoicos do nosso Paiz. *Rev. Obras publ. Min.*, Lisboa, 1 (1): 15-27.
- DELGADO, J. F. N. (1905). Contribuições para o estudo dos terrenos Paleozóicos. *Commun. Serv. Geol. Portg.*, 6: 56-122.
- DELGADO, J. F. N. (1908). Système silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mem. Com. Serv. Geol. Portg.* 245 pp.
- DELGADO, J. F. N. & CHOFFAT, P. (1899). *Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000*. 3ª Edição, 2 Folhas. Direcção dos Trabalhos Geológicos, Lisboa.
- DELGADO, J. F. N. & CHOFFAT, P. (1901). La carte géologique du Portugal. C. R. *VIII Congr. Géol. Internat.*, Paris, 2: 743-746
- DELGADO-QUESADA, M. (1971). Esquema geológico de la Hoja N° 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82: 277-286.
- DELOCHE, C.; SIMON, D. & TAMAIN, G. (1979). L'Alcudien inférieur et moyen p.p. de l'Ossa Morena orientale (sud-est de la Meseta Ibérique). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 288: 927-929.
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1993). Porto–Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the variscan orogeny. *Commun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 79: 31-40.
- D'LEMOES, R. S.; STRACHAN, R. A. & TOPLEY, C. G. (1990). The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: a brief review. In: D'LEMOES, R. S.; STRACHAN, R. A. & TOPLEY, C. G. (eds.). *The cadomian orogeny. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51: 3-12.
- EGUILUZ, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monesterio (Macizo Ibérico Meridional)*. Universidad del País Vasco. 694 pp. (Tese de doutoramento).
- EGUILUZ, L., APRAIZ, A. & ABALOS, B. (1996). Metamorfismo cadomiense en el sector Español de la Zona de Ossa Morena. In: ARAÚJO, A. & PEREIRA, M. F., Eds, *Estudos de Geologia da Zona de Ossa-Morena*, Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora. pp. 91-118.
- FERNANDES, J. P.; FLORES, D.; ROCHA, F. T.; GOMES, C.; GAMA PEREIRA, L. C.; FONSECA P. E. & CHAMINÉ, H. I. (2001). Devonian and Carboniferous palynomorph assemblages of black shales from the Ovar–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar (W Portugal): tectonostratigraphic implications for the Iberian Terrane. *Geociências*, Aveiro, 15: 1-18.
- FERNANDES, J. P.; MOÇO, L. P.; CHAMINÉ, H. I.; LEMOS DE SOUSA, M. J.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (2000). A Devonian palynomorph assemblage in Albergaria-a-Velha (NW Portugal): Regional implications. In: J. B. DIEZ & A. C. BALBINO, eds., *I Congresso Ibérico de Paleontología, XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, Livro de Resumos Universidade de Évora. pp. 81-82.
- FERNÁNDEZ, F. J.; CHAMINÉ, H. I.; FONSECA, P. E.; MUNHÁ, J. M.; RIBEIRO, A.; ALLER, J.; FUERTES-FUENTES, M. & BORGES, F. S. (2003). HT-fabrics in a garnet-bearing quartzite from Western Portugal: geodynamic implications for the Iberian Variscan Belt. *Terra Nova*, 15 (2): 96-103.
- FONSECA, P. E. (1995). *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico, nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvão-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa. 325 pp., 2 mapas. (Tese de doutoramento).

- FONSECA, P. E. (1996). 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, Universidade de Évora. pp. 133-168.
- FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (1993). The Tectonics of Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Fold Belt. *Geol. Rundsch.*, 82 (3): 440-447.
- FREIRE DE ANDRADE, C. (1938/40). Algumas considerações sobre a geologia dos arredores de Espinho e das Caldas de S. Jorge. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 7-8 (3ª série): 23-35.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1983). Excursão Geológica na região de Espinhal-Alvaiázere-Figueiró dos Vinhos-Pedrogão. In: *Livro-Guia das Excursões a realizar em Portugal, VIII Reunião sobre Geologia do Oeste Peninsular*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. pp. 26-45.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1984a). Excursão Geológica na região de Espinhal-Alvaiázere-Figueiró dos Vinhos. In: *Livro-Guia das Excursões da VI Reunião do Grupo Ossa-Morena*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. 18 pp.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1984b). A convergência de cisalhamentos N10° W e N60° W no sector entre Espinhal e Portalegre na sutura da ZOM-ZCI: implicações na geometria das dobras. In: *Resumos, VI Reunião do Grupo Ossa-Morena*. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1987). *Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Universidade de Coimbra. 331 pp. (Tese de doutoramento).
- GAMA PEREIRA, L. C. (1988a). O limite entre a ZCI e a ZOM no sector ocidental entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). In: *Resumos, X Reunião Geologia Oeste Peninsular*, Coimbra-Salamanca.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1988b). As unidades geológicas do limite entre a ZCI e a ZOM no sector ocidental entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). In: *Resumos, X Reunião Geologia Oeste Peninsular*, Coimbra-Salamanca.
- GAMA PEREIRA, L. C. (1991). A organização estrutural do soco Hercínico da Península Ibérica: um modelo. In: *Resumos, III Congresso Nacional de Geologia*, Universidade de Coimbra. pp. 65
- GAMA PEREIRA, L. C. (1998). A faixa de cisalhamento Porto-Tomar, no sector entre o Espinhal e Alvaiázere (Portugal Central). In: CHAMINÉ, H. I., DIAS, A. G., RIBEIRO, M. A. & BORGES, F. S. (coords.). 4ª Conferência Anual GGET'98. *GEólogos*, Porto. 2: 23-27.
- GAMA PEREIRA, L. C. & MACEDO, C. A. R. (1983). Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogão Grande e dum pegmatito pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura Ossa-Morena-Zona Centro Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central): algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, 69 (2): 265-266.
- GOMES, A. A. & BARRA, A. (2001). Morfologia e cobertura detrítica da plataforma litoral na área de Albergaria-a-Velha (Distrito de Aveiro). *Estudos do Quaternário, APEQ*, 4: 7-14.
- GONÇALVES, F. (1969). Provável conglomerado de base no Precâmbrico superior de Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 17 (1): 109-119.
- GONÇALVES, F. (1971). Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, 18: 1-62.
- GONÇALVES, F. (1978). Estado actual do conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. In: TEIXEIRA, C. (coord.). *IV Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 1-23 pp.
- GONÇALVES, F. (1984). Observaciones en el sector del anticlinório Alter do Chão-Oliveira-Monestério, el anticlinório de Crato-Arroches-Campo Maior-Llera-Azuaga-Córdoba y el anticlinório de Estremoz. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 129-134.
- GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1986). Alguns aspectos do precâmbrico da Zona de Ossa-Morena em Portugal. O proterozóico superior de Estremoz. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, 27: 111-117.
- GONÇALVES, F., ZBYSZEWSKI, G. & CARVALHOSA, A. (1979). *Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50000*. Notícia Explicativa da Folha

- 27-D (Abrantes). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 75 pp.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1994). O Proterozóico da Zona de Ossa Morena no Alentejo. Síntese e atualização de conhecimentos. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, 34: 141-173.
- GONÇALVES, F. & PALÁCIOS, T. (1984). Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico Português da Zona de Ossa-Morena. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Classe de Ciências, 25: 225-235.
- GRADSTEIN, F. & OGG, J. (1996). Phanerozoic time table. *Episodes*, 19 (1-2): 3-5.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M. A.; HERRANZ, P. & SARMIENTO, G. N. (1995). Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Landeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. In: COOPER, J. D.; DROSER, M. L. & FINNEY, S. C. (eds.). *Ordovician Odyssey. Pacif. Sect. Soc. Sedim. Geol.*, 77: 55-59.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; SARMIENTO, G. N.; ACEÑOLAZA, G. F.; SAN JOSÉ, M.; PIEREN, A. P.; HERRANZ, P.; COUTO, H. & PIÇARRA, J. M. (1999). Faunal dynamics between Iberia and Bohemia during the Oretanian and Dobrotivian (late Middle-earliest Upper Ordovician), and biogeographic relations with Avalonia and Baltica. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43 (1/2): 487-490.
- HENRY, J.-L. & THADEU, D. (1971). Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272: 1343-1346.
- HERRANZ, P. (1983). El Precámbrico de la Zona de Ossa-Morena. In: COMBA, J. A. (Coord.), *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1: 100-108.
- HERRANZ, P. (1984). Las discontinuidades estratigráficas principales en el sector central del NE de Ossa-Morena: rango y significado tectosedimentario. *Mem. Not.*, Coimbra, 97: 51-80.
- HERRANZ, P. (1985). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, Univ. Complutense, Madrid, 10, 1/4: 1221 pp.
- HOWELL, D. G., 1995. *Principles of terrane analysis. New applications for global tectonics*. 2<sup>nd</sup> edition. Topics in the Earth Sciences 8. London New York, Chapman & Hall. 245 pp.
- ISSC – INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (1994). *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. Amos Salvador (Ed.). 2<sup>nd</sup> edition. co-published: Int. Un. Geol. Sciences and Geol. Soc. America. Trondheim, Norway. Boulder, Colorado, USA. 214 pp.
- JI, S. & MARTIGNOLE, J. (1994). Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *J. Struct. Geol.*, 16 (7): 985-996.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. N. (1974). *Notícia explicativa do Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000 000*. Inst. Geol. Min. España. Madrid. 113 pp.
- KLEINSCHRODT, R. & MCGREW, A. (2000). Garnet plasticity in the lower continental crust: implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *J. Struct. Geol.*, 22 (6): 795-809.
- LEFORT, J.-P. (1979). Iberian-Armorican arc and Hercynian orogeny in Western Europe. *Geology*, 7: 384-388.
- LEFORT, J.-P. (1989). *Basement correlation across the North Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 189 pp.
- LEFORT, J.-P. & RIBEIRO, A. (1980). La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?. *Bull. Soc. géol. France*, 22 (3): 455-462.
- LETERRIER, J. & NORONHA, F. (1998). Evidências de um plutonismo calcoalcalino Cadomiano e de um magmatismo tipo MORB no Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Porto). In: AZERÊDO, A. (coord.). *Actas V Congresso Nacional de Geologia. Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 (1): B146-B149.
- LOTZE, F. (1945). Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, Berlin, 6: 78-92 (trad. J. M. Ríos, 1950). Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Inst. L. Mallada, Pub. Extr. Geol. España*, 5 (27): 149-166.

- MARQUES, F. O., RIBEIRO, A. & MUNHÁ, J. (1996). Geodynamic evolution of the continental allochthonous terrane (CAT) of the Bragança nappe complex, NE Portugal. *Tectonics*, 15 (4): 747-762.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (1990). A non-cylindrical model for the NW Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of western Europe. *Tectonophysics*, 179: 253-272.
- MEDEIROS, A. C., PILAR, L. & FERNANDES, A. P. (1964). *Carta geológica de Portugal, na escala de 1/50000*. Notícia explicativa da folha 13-B (Castelo de Paiva). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 61 pp.
- MENDES, F. (1967/1968). Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 11 (1): 3-155.
- MENDES, M. H. (1988). *Contribuição para o estudo das rochas metamórficas aflorantes entre Ovar e Espinho*. Universidade de Aveiro. 186 pp. (Tese de mestrado).
- MESQUITA, L. P. (1952). Contribuição para o estudo de parte da faixa metamórfica do litoral, a sul de Espinho. *Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 63 (3ª série): 1-27.
- MOÇO, L. P., CHAMINÉ, H. I., ROCHA, F. T., FONSECA, P. E., GAMA PEREIRA, L. C., GOMES, C. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (2001b). Novas descobertas relativas à Unidade de Albergaria-a-Velha (faixa de cisalhamento de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo): metamorfismo orgânico, mineralogia e geoquímica de argilas e tectónica. In: *Actas do VI Congresso Nacional de Geoquímica*, Abril de 2001, Universidade do Algarve, Faro.
- MOÇO, L. P., FLORES, D., CHAMINÉ, H. I., LEMOS DE SOUSA, M. J., ROCHA, F. T., GOMES, C., GAMA PEREIRA, L. C. RIBEIRO, A. & FONSECA, P. E. (2001c). Organic petrology characterisation of Middle Palaeozoic black shales from Estarreja-Albergaria-a-Velha-Coimbra sector (Iberian Terrane, W. Portugal): tectonic and palaeogeographic implications. In: PETERSEN, H. I. (ed.), *Abstracts of the TSOP/ICCP Session, The 53<sup>rd</sup> Meeting of the International Committee for Coal and Organic Petrology*. Organised by the Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS). Copenhagen. pp. 103-107.
- MOÇO, L. P.; CHAMINÉ, H. I.; FERNANDES, J. P.; LEMOS DE SOUSA, M. J.; FONSECA, P. E. & RIBEIRO, A. (2001a). Organic metamorphism level of Devonian black shale from Albergaria-a-Velha region (NW Portugal): Tectonostratigraphic implications. *GAIA*, Lisboa, 16: 195-197.
- MONTENEGRO DE ANDRADE, M. (1977). O anfibolito olivínico do Engenho Novo (Vila da Feira). *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 61: 43-61.
- MOUTINHO DA SILVA A. (1988). *Relatório de estágio de palinoestratigrafia*. Museu Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto / Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 77 pp. (Relatório inédito).
- NACSN – NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983). North American Stratigraphic Code. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 67 (5): 841-875.
- NORONHA, F. (1994). Geologia e Tectónica. In: *Carta geotécnica do Porto*. Vol. 1, Tomo 1 - Memória. Câmara Municipal do Porto-COBA-FCUP. pp. 36-49.
- NORONHA, F. & LETERRIER, J. (1995). Complexo metamórfico da Foz do Douro. Geoquímica e geocronologia. Resultados preliminares. In: SODRÉ BORGES, F. & MARQUES, M. (coords). *IV Congresso Nacional de Geologia. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 769-774.
- NORONHA, F. & LETERRIER, J. (2000). Complexo metamórfico da Foz do Douro (Porto). Geoquímica e geocronologia. *Rev. Real Acad. Galega Ciências*, Santiago de Compostela, 19: 21-42.
- NORONHA, F.; RAMOS, J. M. F.; REBELO, J. A.; RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1979). Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, Lisboa, 21 (2/3): 227-237.
- OLIVEIRA, J. T.; PEREIRA, E.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M. T. & MONTEIRO, J. H. [coords.] (1992). *Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000*. 5ª edição. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 2 folhas.

- OLIVEIRA, J. T., OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Cad. Lab. Xeol. Laxe.*, 16: 221-250.
- OROZCO, M. & PASCUAL, E. (1975). Presencia y significado de cuarcitas con distena en el precámbrico de Sierra Morena (España). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 6: 5-13.
- PARNELL, J.; BARON, M. & BOYCE, A. (2000). Controls on kaolinite and dickite distribution, Highland boundary fault zone, Scotland and Northern Ireland. *J. Geol. Soc.*, London, 157: 635-640.
- PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. (2001). Estrutura da faixa Precâmbrica de Coimbra Sul no contexto das zonas de cisalhamento de Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo e de Tomar-Badajoz-Córdoba. In: *Livro das apresentações científicas e Livro-guia da excursão da 7ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica, GGET'2001*. Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica / Instituto Geológico Mineiro, Lisboa. pp. 55-58.
- PEREIRA, M. F. & BRANDÃO SILVA, J. (1995). Evidências de deformação cadomiana na faixa blastomilonítica (Nordeste Alentejano). In: SODRÉ BORGES, F. & MARQUES, M. (Coords), *IV Congresso Nacional de Geologia, Porto. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 293-297.
- PEREIRA Z. & OLIVEIRA J. T. (2001a). The Cabrela syncline stratigraphic sequence, Ossa-Morena Zone, Portugal: a palynostratigraphic review. In: *Abstracts book, 15<sup>th</sup> International Senckenberg Conference and Joint Meeting IGCP 421/SDS*, Frankfurt, Germany. pp. 76.,
- PEREIRA Z. & OLIVEIRA J. T. (2001b). The Viséan age of the orogenic volcanic complex of "Toca da Moura", Ossa Morena Zone, Portugal: preliminary results based on palynostratigraphy. In: McCLEAN D. (ed.): *Programme and Abstracts, First Meeting of the CIMP Spores and Pollen Subcommittee National*, University of Ireland, Cork. pp. 35-36.
- PEREIRA, A. J. S. C. & GAMA PEREIRA, L. C. (1994). Caracterização do metamorfismo regional em metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico na região da Sertã (Portugal Central), com base no parâmetro b0 da mica branca. *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, 117: 29-39.
- PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; BRANDÃO SILVA, J. & ROMÃO, J. (1998a). O Precâmbrico da região de Tomar em relação com orógenos Cadomiano e Varisco. In: AZERÊDO, A. (coord.). *Actas V Congresso Nacional de Geologia. Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 (1): D11-D14.
- PEREIRA, E.; RIBEIRO, A.; SOARES DE CARVALHO, G.; NORONHA, F.; FERREIRA, N. & MONTEIRO, J. H. [coords.] (1989). *Carta Geológica de Portugal, escala 1/200000*. Folha 1. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- PEREIRA, E.; ROMÃO, A. & CONDE, L. N. (1998b). Excursão 4: Geologia da transversal de Tomar-Mação: sutura entre a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e Zona de Ossa-Morena (ZOM). In: TOMÁS OLIVEIRA, J. & DIAS, R. P. (eds.). *Livro guia das excursões. V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa. pp. 159-188.
- PEREIRA, E.; SEVERO GONÇALVES, L. & MOREIRA, A. (1980). *Carta Geológica de Portugal, escala 1: 50000*. Notícia explicativa da Folha 13-D (Oliveira de Azeméis). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 68 pp.
- PORTUGAL FERREIRA, M. (1982). A magmatic arc in the Iberian segment of the Hercynian chain: I - The Northwest-southeast lineament between Oporto (Portugal) and Zarza La Mayor (Spain). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, 94: 31-50.
- POTRÓ, M. N. (1995). Algumas peculiaridades do metamorfismo do Complexo Cristalofílico de Semide (Coimbra, Portugal). *Mem. Not.*, Coimbra, 120: 63-93.
- QUESADA, C. (1996). Evolución geodinámica de la zona Ossa-Morena durante el ciclo cadomien-se. 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. Universidade de Évora. pp. 205-230.
- QUESADA, C.; APALATEGUI, O., EGUILUZ, L.; LIÑAN, E. & PALÁCIOS, T. (1990). Ossa-Morena Zone: Stratigraphy. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag. pp. 252-258.



- QUESADA, C., FONSECA, P., MUNHÁ, J., OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1994). The Beja–Acebuches ophiolite (Southern Iberia Variscan foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 105 (1): 3-49.
- REMANE, J. *et al.* (2000). *Explanatory note to the International Stratigraphic Chart*. IUGS, International Union of Geological Sciences/UNESCO, Division of the Earth Sciences. 16 pp., 1 chart.
- RIBEIRO, A. (1979). Cadre structural et géotectonique. In: RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H., Eds, *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. pp.8-31.
- RIBEIRO, A. (2002). *Soft plate and impact tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 324 pp.
- RIBEIRO, A.; MARCOS, A.; PEREIRA, E.; LLANA-FÚNES, S.; FARIAS, P.; FERNANDÉZ, F. J.; FONSECA, P. E.; CHAMINÉ, H. I. & ROSAS, F. (2003). 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, N<sup>o</sup> Esp. V (CD-Rom): D62-D63.
- RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. (1992). Tectónica hercínica e pré-hercínica. In: PEREIRA, E. (coord.). *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200000*. Notícia Explicativa da Folha 1. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. pp. 51-57.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E. & SEVERO GONÇALVES, L. (1980). Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 66: 3-9.
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; CHAMINÉ, H. I. & RODRIGUES, J. (1995). Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã. In: SODRÉ BORGES, F. & MARQUES, M. (coords.). *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 299-303.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. (1990a). Structure of Centro-Iberian allocthon in the Northwest of the Iberian Peninsula. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E., (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag. Berlin, Heidelberg. pp. 220-236.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990b). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin, Heidelberg. Springer-Verlag. pp. 397-410.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. & REBELO, J. A. (1964). Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 258: 263-265.
- RIBEIRO, C. (1860). Memória sobre o grande filão metallífero que passa ao nascente d'Albergaria a Velha e Oliveira d'Azemeis. *Mem. Acad. Real Ciênc. Lisboa*, 2 (II): 5-105.
- RIBEIRO, C. & DELGADO, J. F. N. (1876). *Carta Geológica de Portugal à escala 1/500000*, 1a Edição, 2 Folhas. Direcção Geral dos Trabalhos Geodésicos, Lisboa.
- ROCHA, F. T. (1994). *Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro*. Universidade de Aveiro. 398 pp. (Tese de doutoramento).
- ROSAS DA SILVA, D. J. (1936). *Granitos do Porto*. Porto. 63 pp.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGÉ, L.G. & FERREIRA, M. P. (1987). Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: BEA, E.; CARNICERO, A.; GONZALO, J. C.; LÓPEZ PLAZA, M. & RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (eds). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*, Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola. Editorial Rueda. Madrid. pp. 69-86.
- SEVERO GONÇALVES, L. (1974). *Geologie und petrologie des gebietes von Oliveira de Azeméis und Albergaria-a-Velha (Portugal)*. Freien Universität Berlin. 261 pp. (Tese de doutoramento).
- SHARPE, D. (1849). On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Vallongo. *Quart. Journ. Geol. Soc. London Proceedings*, 5: 142-153.
- SHELLEY, D. & BOSSIÈRE, G. (2000) A new model for the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. *J. Struct. Geol.*, 22 (6): 757-776.

- SOARES DE ANDRADE, A. (1978). The problem of ophiolites in Meso-Europe. *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, 85: 37-41.
- SOARES DE ANDRADE, A. (1983). *Contribution à l'analyse de la suture Hercynienne de Beja (Portugal), Perspectives métallogéniques*. INPL, Université de Nancy. 137 pp. (Tese de doutoramento).
- SOARES DE ANDRADE, A. (1985). Les deux associations basiques-ultrabásiques de Beja (Portugal méridional) sont-elles des ophiolites hercyniennes?. *Ofioliti*, 10 (2/3): 147-160.
- SOARES DE CARVALHO, G. (1945). Observações para a interpretação da tectónica da região de Oliveira de Azeméis (distrito de Aveiro). *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, 16: 23-42.
- SOARES DE CARVALHO, G. (1947). Microtectónica do antecâmbrico do distrito de Aveiro. *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, 19: 17-44.
- SOARES DE CARVALHO, G. (1949). Subsídios para o estudo das formações geológicas do distrito de Aveiro. Depósitos de sopé no concelho de Oliveira de Azeméis. *Arq. Distr. Aveiro*, 15: 5-10.
- SOUZA-BRANDÃO, V. (1914). A faixa ocidental das phyllites porphyroblásticas do precâmbrico do distrito de Aveiro. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 10: 78-143.
- SOUZA-BRANDÃO, V. (1915/16). Contribuição para a petrographia do distrito de Aveiro. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 11: 16-57.
- TASSINARI C., MEDINA J. & SERRANO PINTO M. (1996). Rb-Sr and Sm-Nd geochronology and isotope geochemistry of Central Iberian metasedimentary rocks (Portugal). *Geologie en Mijnbouw*, 75: 69-79.
- TEIXEIRA, C. (1970). Aspectos geológicos da orla litoral do Porto e de V. N. Gaia. *Naturalia*, 10 (1): 13-29.
- TEIXEIRA, C. (1976). Acerca da idade das rochas graníticas portuguesas. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, Lisboa, 20 (1/2): 131-163. (ou TEIXEIRA, C. 1978. In: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Edición Homenaje a Isidro Parga Pondal. *Cuad. Sem. Est. Ceram. Sargadelos*, Ediciones del Castro, Coruña, 27: 247-267).
- TEIXEIRA, C. (1981). *Geologia de Portugal. Precâmbrico-Paleozóico*. Lisboa. Fundação Calouste Gulbenkian. 629 pp.
- TEIXEIRA, C. & ASSUNÇÃO, C. T. (1963). *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000*. Notícia explicativa da folha 13-C (Ovar). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 18 pp.
- TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1976). *Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50 000*. Notícia explicativa da folha 16-A (Aveiro). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 39 pp.
- TEIXEIRA, C.; PERDIGÃO, J. & ASSUNÇÃO, C. T. (1962). *Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50000*. Notícia explicativa da folha 13-A (Espinho). Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa. 28 pp.
- TELLES ANTUNES, M., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F. & ZBYSZEWSKI, G. (1979). Essai de reconstitution paléogéographique par cycles orogéniques: Le cycle Alpin. In: RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. *Introduction à la Géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. pp. 45-89.
- UPHOFF T. L., STEMLER D. P., STEARNS M. J., HOGAN S. K. & MONTELEONE P. H. (2002). Lusitanian basin highlights important potential in Portugal. *Oil & Gas Journal*, 100: 32-38.