

MANUEL FRANCISCO COLAÇO DE CASTRO PEREIRA

**ESTUDO TECTÓNICO DA MEGAESTRUTURA DE CRATO-
ARRONCHES-CAMPO MAIOR: A FAIXA BLASTOMILONÍTICA E
O LIMITE SETENTRIONAL DA ZONA DE OSSA MORENA COM O
AUTÓCTONE CENTRO IBÉRICO (NORDESTE ALENTEJANO)**

**Dissertação apresentada ao D.G.F.C.U.L. para obtenção do grau de Mestre
em Geologia Dinâmica Interna**

D.G.F.C.U.L.

JUNHO 1995

MANUEL FRANCISCO COLAÇO DE CASTRO PEREIRA

**ESTUDO TECTÓNICO DA MEGAESTRUTURA DE CRATO-
ARRONCHES-CAMPO MAIOR: A FAIXA BLASTOMILONÍTICA E
O LIMITE SETENTRIONAL DA ZONA DE OSSA MORENA COM O
AUTÓCTONE CENTRO IBÉRICO (NORDESTE ALENTEJANO)**

MESTRADO EM GEOLOGIA DINÂMICA INTERNA



72577

D.G.F.C.U.L.

JUNHO 1995

INDÍCE

Agradecimentos

| | |
|------------------|----------|
| 1. Resumo | 1 |
| Abstract | 7 |

2. Introdução

| | |
|---|----|
| 2.1. Localização geográfica e aspectos geomorfológicos | 13 |
| 2.2. Enquadramento geológico | 14 |
| 2.2.1. Domínios meridionais do Autóctone Centro Ibérico (ACI) | 15 |
| 2.2.2. Domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena (ZOM) | 17 |
| 2.2.2.1. Faixa Blastomilonítica | 19 |
| 2.2.2.2. Sector de Alter do Chão - Elvas | 21 |

3. Descrição litostratigráfica das subdivisões apresentadas para a região

| | |
|--|----|
| 3.1. Domínio da Serra de São Mamede (<i>Domínio Meridional do ACI</i>) | 25 |
| 3.1.1. Sub-domínio de Alegrete - Castelo de Vide - Marvão | 26 |
| 3.1.2. Sub-domínio de Portalegre - Esperança | 27 |
| 3.2. Faixa Blastomilonítica (<i>Domínio setentrional da ZOM</i>) | 28 |
| 3.2.1. Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior | 30 |
| 3.2.1.1. Sub-domínio de Urra - Mosteiros - Ouguela | 31 |
| 3.2.1.2. Sub-domínio de Degolados - Campo Maior | 33 |
| 3.2.1.3. Sub-domínio de Arronches - Morenos - Caia | 35 |
| 3.2.2. Megaestrutura de Assumar | 36 |

| | |
|---|------------|
| 4. Tectónica da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (FBM) e seu limite setentrional com o ACI | |
| 4.1. Evidências de deformação cadomiana | 39 |
| 4.2. Estruturas associadas à deformação progressiva e transpressiva varisca em regime dúctil (D2) e frágil (D3) | 40 |
| 4.2.1. Zona de transição ZOM / ACI | 45 |
| 4.2.1.1. Sub-domínio de Portalegre - Esperança | 46 |
| 4.2.2. Megaestrutura de Crato - Arronches - Campo Maior (FBM) | 54 |
| 4.2.2.1. Sub-domínio de Urra - Mosteiros - Ouguela | 56 |
| 4.2.2.2. Sub-domínio de Degolados - Campo Maior | 63 |
| 4.2.2.3. Sub-domínio de Arronches - Morenos - Caia | 68 |
| 4.3. Considerações finais | 77 |
| | |
| 5. Evolução geodinâmica na Faixa Blastomilonítica : expressão Cadomiana e Varisca | |
| 5.1. Caracterização da Orogenia Cadomiana | 79 |
| 5.2. Caracterização da Orogenia Varisca | 84 |
| 5.3. Discussão de modelos propostos para a sua evolução geodinâmica | 88 |
| 5.3.1. Dados estratigráficos | 88 |
| 5.3.1.1. Ciclo Proterozóico | 89 |
| 5.3.1.2. Ciclo Paleozóico | 90 |
| 5.3.2. Dados estruturais | 93 |
| 5.3.3. Dados de geodinâmica química | 95 |
| 5.3.4. Dados geocronológicos | 99 |
| 5.4. Considerações finais | 101 |
| | |
| Bibliografia | 103 |

Agradecimentos

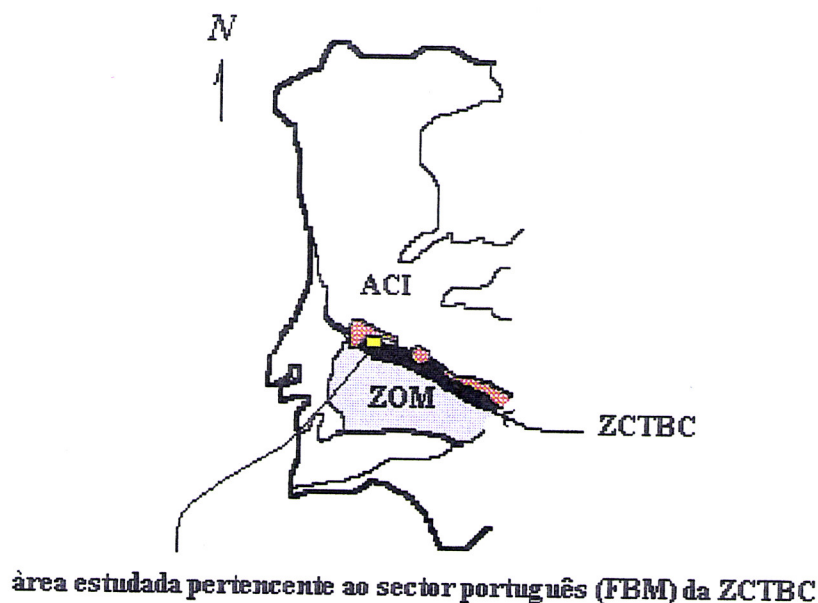
O suporte financeiro para a realização desta tese de mestrado proveio do projecto: Modelos de Tectónica de Placas para Portugal - PLATEC, subsidiado pela JNICT (PRAXIS / 2 / 2.1 / MAR / 08 / 94) e, em parte, das verbas de investigação atribuídas ao Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

Desejo agradecer todo o apoio e dedicação, profissional e/ou pessoal, demonstrados por um conjunto de pessoas a quem dedico o maior apreço e que sem elas tudo teria sido bastante mais difícil:

- ao Prof. António Ribeiro como orientador responsável desta tese agradeço a confiança que depositou nas minhas capacidades e a oportunidade de partilhar a sua genialidade na abordagem de problemas tectónicos aquando das suas deslocações à área de estudo.
- ao Prof. José Brandão Silva pela preocupação e colaboração demonstrada como orientador desta tese, pelas discussões e ensinamentos resultantes do trabalho de campo e pelos melhoramentos acrescentados ao texto.
- agradeço ao Prof. Francisco Gonçalves na sua qualidade de Presidente do Departamento de Geociências da Universidade de Évora e como companheiro na partilha do conhecimento e entusiasmo pela geologia do nordeste alentejano;
- aos responsáveis do Instituto Geológico e Mineiro pela cedência da base topográfica na escala 1/5 000 e, em particular, ao Dr. Vitor Oliveira pelos primeiros incentivos e conselhos na planificação deste trabalho.
- ao Mestre João e D. Maria pelo acolhimento e amizade que usufruí nos inúmeros serões de Outono e Inverno em Arronches, ao longo dos primeiros meses de adaptação ao trabalho de campo.
- aos responsáveis pelo Parque Natural da Serra de São Mamede por terem proporcionado excelentes condições de alojamento no decorrer das últimas campanhas de campo.
- a todos que, de uma maneira ou de outra, contribuíram para o avançar deste trabalho, dos quais destacarei: o Calex, a Cristina, a Teresa, o Martim, o Zé, a Lena, o Pedro, a Ausenda, o Alex, a Rita, o Rui, a Isabel, o Luis, o Jorge, a Idalinda e a Teresa.
- à minha família.

1. Resumo

O objectivo desta tese de mestrado é o de, com base em cartografia estrutural no sector português da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (região de Degolados-Campo Maior, no nordeste alentejano), caracterizar o estilo da deformação da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995), sub-divisão da Faixa Blastomilonítica (Oliveira et al., 1991).



ACI - Autóctone Centro Ibérico
ZOM - Zona de Ossa Morena
ZCTBC - Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Córdova
FBM - Faixa Blastomilonítica

Fig.1.1. - Localização da área estudada (incluída na Faixa Blastomilonítica), no contexto do Maciço Ibérico.

O limite entre o Autóctone Centro Ibérico (ACI) e a Zona de Ossa Morena (ZOM) tem sido objecto de grande controvérsia. No presente trabalho é proposta uma divisão das unidades correspondentes aos domínios meridionais do ACI e setentrionais da ZOM, com base em critérios estruturais, litoestratigráficos e petrográficos, com a intenção de abordar o problema à luz de novos conhecimentos.

Consideram-se assim, de norte para sul :

i) o **Domínio Meridional do ACI** representado pelo Domínio da Serra de São Mamede, dividido no Sub-domínio de Alegrete-Castelo de Vide-Marvão (Precâmbrico, Ordovícico, Silúrico e Devónico) e no Sub-domínio de Portalegre-Esperança (*Pereira & Silva, 1995*) (Precâmbrico e Ordovícico);

ii) os **Domínios Setentrionais da ZOM** representados pela Faixa Blastomilonítica (fig.1.2.), dividida na megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (Precâmbrico e Câmbrio) e na megaestrutura de Assumar (*Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*) (Precâmbrico e Câmbrio), e pelo Sector de Alter do Chão-Elvas (*Oliveira et al., 1991*) (Precâmbrico e Câmbrio).

A deformação transpressiva varisca é responsável pela estrutura dissimétrica em leque desenvolvida nestes domínios (fig.1.2.) e pela intensa transposição das estruturas anteriores precâmbrias, relacionadas com importante sutura cadomiana (*Mata & Munhá, 1986; Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1991, 1992; Ribeiro, 1993; Silva et al., 1993; Gonçalves et al., 1994; Eguiluz et al., 1993*).

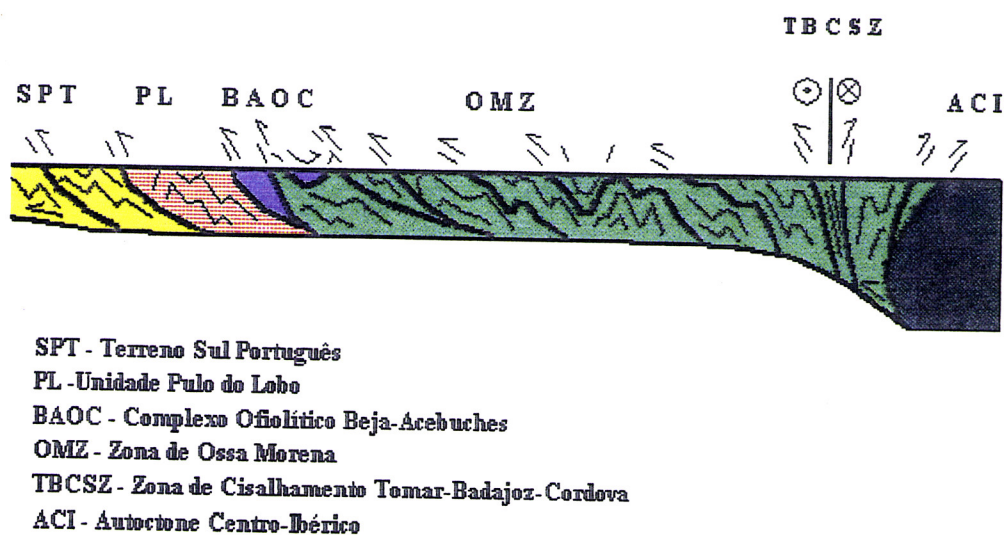


Fig.1.2. - Corte interpretativo da estrutura da Zona de Ossa Morena (adaptado de *Silva et al., 1991*).

Evidências de deformação cadomiana limitam-se à xistosidade e/ou foliação preservada em clastos de níveis conglomeráticos da base do Câmbrico (Câmbrico de Assumar (*Gonçalves et al., 1994*) e, provavelmente conservada como relíquias no interior de porfiroclastos (?) em terrenos Precâmbricos.

A deformação Varisca é progressiva e caracteriza-se pela actuação de um evento dúctil (D2) e de outro, posterior, frágil (D3), desenvolvidos em regime transpressivo sinistrógiro. Estudos micro, meso e macroscópicos demonstram a existência de padrões heterogêneos de deformação.

A **transição ZOM / ACI** faz-se por estreita zona de cisalhamento que inclui terrenos metavulcano-sedimentares atribuídos ao Precâmbrico ossa-morenico (Formação da Urra (*Gonçalves & Carvalho, 1994/1995*) aos quais se sobrepõe uma sequência com fácies sedimentares de plataforma típica de domínios centro ibéricos (quartzitos armoricanos e xistos negros landeilianos, definida como **Sub-domínio de Portalegre-Esperança** (fig.1.3); conjunto afectado por dobramento e desenvolvimento de cavalgamentos imbricados com vergência para nordeste, com lineação de estiramento a mergulhar suavemente para oeste.

Na **megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior** (*Gonçalves & Carvalho, 1994/1995*) incluída na FBM, afloram terrenos precâmbricos polimetamórficos e câmbricos (menos representados), intensamente deformados, distribuídos por três sub-domínios com características tectono-estratigráficas e metamórficas distintas (*Pereira & Silva, 1995*) (fig.1.3.):

(A) **Sub-domínio de Urra-Mosteiros-Oguela** (ramo nordeste da estrutura em leque) - inclui formações metassedimentares (Formação de Mosteiros (*Gonçalves & Carvalho, 1994/1995*) e meta-vulcano-sedimentares (Formações de Morenos e da Urra (*Gonçalves & Carvalho, 1994/1995*)) submetidas a metamorfismo de grau baixo a médio; apresenta desenvolvimento de dobras assimétricas apertadas com eixos a mergulharem ligeiramente para noroeste, de xistosidade N45-70W inclinada fortemente para sudoeste contendo lineação de estiramento com mergulho para oeste-noroeste, a norte, e para sudeste mais a sul, e de acidentes cavalgantes com componente oblíqua esquerda, definindo no conjunto vergência para nordeste (fig.1.3.);

(B) **Sub-domínio de Degolados-Campo Maior** (raiz da estrutura em leque) - inclui rochas gnaisso-migmatíticas (Formação de Campo Maior (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995) com paragêneses relíquia de alto grau metamórfico retrogradadas para a fácies dos xistos verdes (Mata & Munhá, 1986); surge com desenvolvimento de corredores fortemente milonitizados onde a foliação N40-60W é subvertical e a lineação de estiramento sub-horizontal; predomina a componente cisalhante esquerda (fig. 1.3.).

(C) **Sub-domínio de Arronches-Morenos-Caia** (ramo sudoeste da estrutura em leque) - constituída por um conjunto heterogêneo de litologias agrupadas em duas unidades, provavelmente, imbricadas (Unidades da Contenda e da Barragem do Caia) que cavalgam a mesma formação de rochas metassedimentares (Formação de Mosteiros) aflorante no ramo nordeste; apresenta desenvolvimento de dobras assimétricas apertadas com eixos a mergulharem ligeiramente para SE, de xistosidade inclinada fortemente para nordeste contendo lineação de estiramento com mergulho para sudeste e de acidentes cavalgantes com componente oblíqua esquerda, definindo no conjunto vergência para sudoeste (fig. 1.3.).

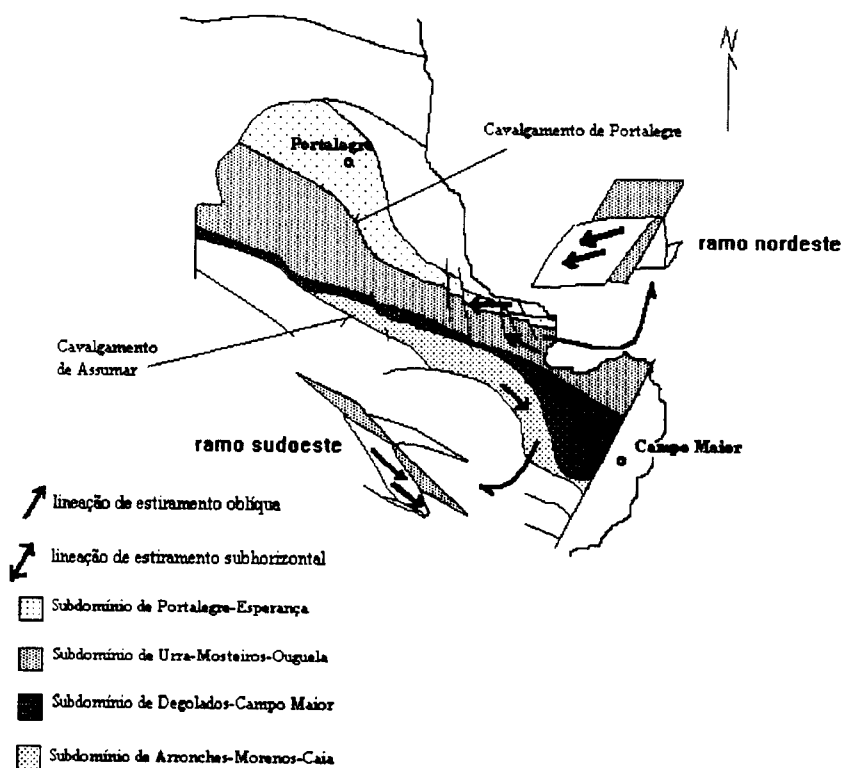


Figura 1.3. - Representação esquemática com a localização dos diferentes subdomínios da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e a zona de transição OMZ/ACI (Pereira & Silva, 1995a).

Observa-se mudança de estilo tectónico se considerarmos o desenvolvimento de dobramento associado a forte componente cavalgante oblíqua nos dois ramos (*A*) e (*C*) e a intensificação da componente de desligamento esquerdo na raiz (*B*) da estrutura em leque.

Verifica-se que, em termos globais, o desenvolvimento da cadeia varisca em regime transpressivo, resultante da colisão oblíqua entre a Iberia e o NW da Gondwana ao qual está associado o escape lateral da ZOM, faz-se sentir nesta região pela intensa transposição das estruturas cadomianas e pelo padrão heterogéneo de distribuição dos mecanismos de deformação (*Ribeiro et al., 1994*).

O presente trabalho representa a primeira etapa de um projecto em curso no qual se pretende caracterizar em pormenor o contacto ZOM / ACI dando ênfase à sua expressão cadomiana e varisca, quando integrado no modelo tectónico para o Maciço Ibérico. Para tal surge como objectivo, alargar o espectro de linhas de investigação nas quais se pretenderá atingir as seguintes metas:

- i) quantificar a deformação varisca associada aos domínios setentrionais da ZOM, a partir da aplicação de métodos de quantificação da deformação finita em materiais detríticos ordovícicos na zona de transição OMZ / ACI (subdomínio de Portalegre-Esperança) e câmbricos aflorantes a sul da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior na megaestrutura de Assumar e Sector de Alter do Chão-Elvas;
- ii) caracterizar a geometria e os mecanismos de deformação cadomiana em metasedimentos proterozóicos incluídos na megaestrutura de Assumar e no Sector de Alter do Chão-Elvas);
- iii) modelar experimentalmente condições de deformação aplicadas a fronteiras de placas em regime transpressivo; trabalhos a desenvolver no laboratório de tectónica experimental - Lattex;
- iv) redefinir os critérios de separação das unidades representativas dos diferentes subdomínios da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior, sendo imprescindível a colaboração de investigadores especializados em petrologia metamórfica;

v) rever a cartografia para a megaestrutura de Assumar com incidência nos aspectos tectono-metamórficos;

vi) aprofundar o conhecimento relativo aos trabalhos em curso no sector espanhol da zona de cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova e, se possível, incrementar a colaboração directa com instituições e investigadores espanhóis (Instituto Geológico e Minero de España, Universidade do Pais Vasco, Universidade da Extremadura) em projectos fronteiriços de cartografia.

1. Abstract

The objective of this master's degree thesis is to characterize the deformation style of the megastructure of Crato-Arronches-Campo Maior (Gonçalves & Carvalhosa, 1994 1995), a subdivision of the Blastomylonitic Belt (FBM) (Oliveira et al., 1991), based on the structural cartography of the portuguese sector of the Tomar-Badajoz-Cordova Shear Zone (Degolados-Campo maior region, in the northeastern part of Alentejo).

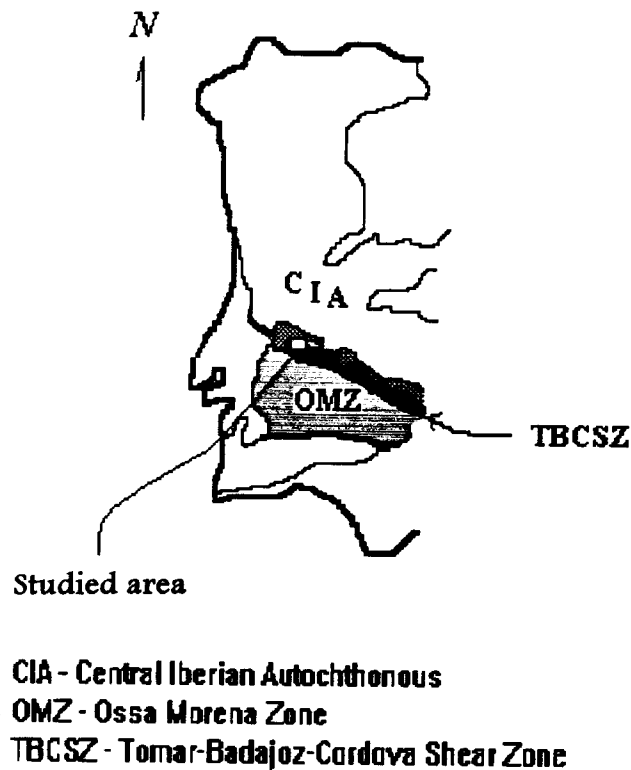


Fig. 1.1. Location of the studied area (included in the Blastomylonitic Belt) in the context of the Iberian Massif.

The boundary between the Central Iberian Autochthonous (CIA) and the Ossa Morena Zone (OMZ) has been the subject of great controversy. This study proposes a division of these units, corresponding to the southern domains of the CIA and northern of the OMZ, based on structural, lithostratigraphic and petrographic criteria, intending to tackle the problem in the light of newly acquired knowledge.

Therefore, from north to south, one can consider:

- i) **Southern Domain of the CIA**, represented by the Serra de São Mamede Domain, divided in the Alegrete-Castelo de Vide-Marvão subdomain, (Precambrian, Ordovician, Silurian and Devonian), and the Portalegre-Esperança subdomain (*Pereira & Silva, 1995*) (Precambrian and Ordovician).
- ii) **Northern Domains of the OMZ**, represented by the Bastomilonitic Belt (Fig.1.2), divided in the Crato-Arronches-Campo Maior megastructure (Precambrian and Cambrian) and the Assumar megastructure (*Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*) (Precambrian and Cambrian) and the Alter do Chão-Elvas Sector (*Oliveira et al., 1991*) (Precambrian and Cambrian).

The variscan transpressive deformation is responsible for the fan-like dissimetric structure that has developed in these domains (fig.1.2), and for the intense transposition of the previous precambrian structures, related to an important cadomian suture (*Mata & Munhá, 1986; Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1991, 1992; Ribeiro, 1993; Silva et al., 1993; Gonçalves et al., 1994; Eguiluz et al., 1993*).

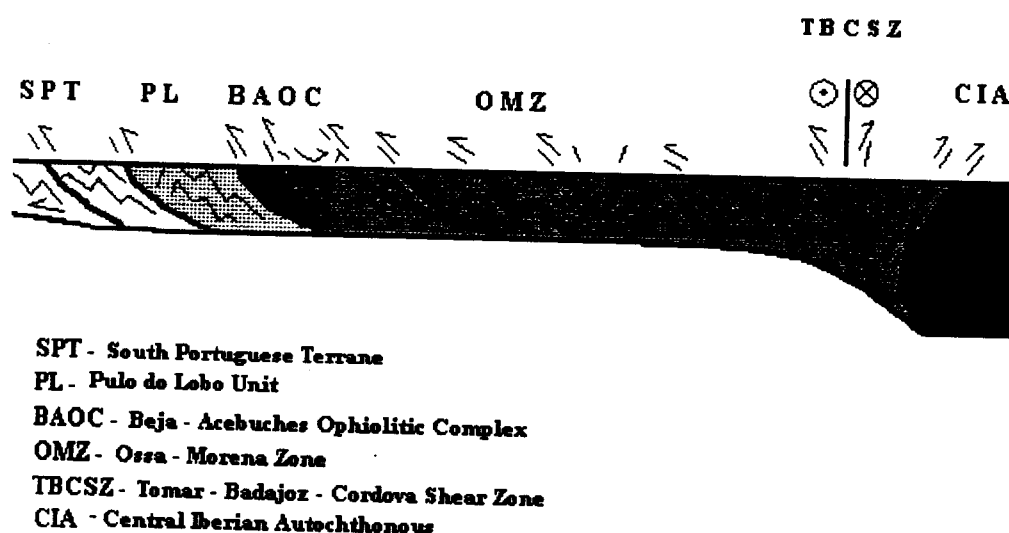


Fig.1.2. - Interpretative cross-section of the Ossa Morena Zone (adapted from Silva et al., 1991).

The evidence for the cadomian deformation are reduced to the schistosity and/or foliation preserved in clasts in the conglomerate levels from the base of the Cambrian (Cambrian of Assumar) (Gonçalves et al., 1994) and probably preserved as relics in the inside of porfiroclasts (?) in precambrian rocks.

The variscan deformation is progressive and is characterized for the action of a ductil event (D2) and another, later one, fragile (D3), developed in sinistral transpressive regime. Micro, meso and microscopic studies show the existence of heterogeneous patterns of deformation.

The **transition OMZ / ACI** is evidenced by a narrow shear zone that include metavulcanic-sedimentary rocks attributed to the Ossa Morena Precambrian (Urro Formation) (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995), to which is superposed a sequence with sedimentary facies in the typical platform of Central Iberian domains (armorican quartzites and black landeillian schists, defined as the **Portalegre-Esperança subdomain** (fig.1.3); presents development of assimetric folding and imbricated thrusts with vergence to southwest and associated stretching lineation plunging slightly to west (fig. 1.3).

Within the Crato-Arronches-Campo Maior megastructure included in the FBM, one can observe polimetamorphic precambrian and also cambrian (less represented) rocks, intensely deformed, distributed in three subdomains with tectono-stratigraphic and metamorphic distinctive characteristics (Pereira & Silva, 1995) (fig.1.3).

(A) Urro-Mosteiros-Oguela Subdomain (northeastern branch of the flower structure) - includes metasedimentary formations (Mosteiros formation (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995)) and metavulcanic-sedimentary (Morenos and Urro formations (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995)), submitted to a low-medium degree of metamorphism; presents assymmetrically developed tight folding, with axes dipping slightly to northwest, with schistosity N45-70W dipping strongly to southwest, containing stretching lineation dipping to west-northwest, and thrust with a left obiquous component, defining in its whole vergence to northeast (fig.1.3).

(B) Degolados-Campo Maior Subdomain (root of the flower structure) - includes gneiss-migmatitic rocks (Campo Maior formation formation (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995)) with relic paragenesis of high metamorphic degree retromorphosed to the green schists facies (Mata & Munhá, 1986); it appears with the development of highly

milonitized corridors, where the foliation N40-60W is subvertical and the stretching lineation is subhorizontal; the left shearing component prevails (fig.1.3).

(C) Arronches-Morenos-Caia Subdomain (southwest branch of the flower structure) - consists of an heterogeneous group of lithologies grouped into two units, probably imbricated (Contenda and Barragem do Caia units) that overthrust the same formation of metasedimentary rocks (Mosteiros Formation) that also outcrops in the northeastern branch; presents development of assimetric tight folding with axis slightly dipping to southeast and thrusts with left obliquos component, defining in its whole vergence to southwest (fig. 1.3).

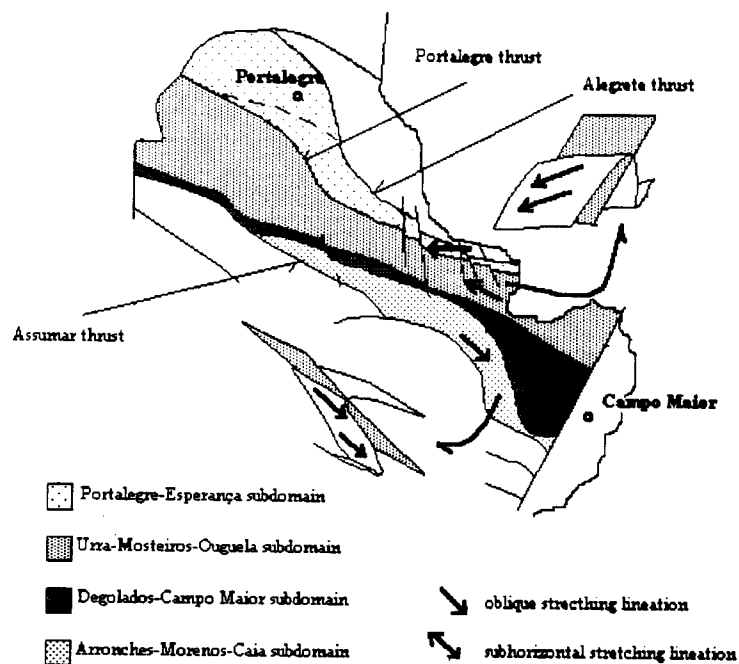


Fig.1.3. - Schematic representation with the location of the different subdomains of the megastructure of Crato-Arronches-Campo Maior and the OMZ / ACI transition zone (Pereira & Silva, 1995a).

One can observe a change in tectonic style if one considers the development of folding associated to a strong overthrusting obliquos component in the two branches (A) and

(C), and the intensification of the left strike-slip component in the root (B) of the flower structure.

One can verify that, in global terms, the development of the variscan chain in transpressive regime, resulting of the obliquos collision between Iberia and the NW of Gondwana, to wich is associated the lateral escape of the OMZ, is felt in this region in the intense transposition of the cadomian structures and for the heterogeneous distribution pattern of the deformation mechanisms (*Ribeiro et al., 1994*).

This work represents the first step of an on-going project wich aims at the detailed characterization of the OMZ / CIA limit, with special analysis of its cadomian and variscan expression, when integrated in the tectonic model for the Iberian Massif.

Therefore there is the goal of broadening the field of investigation, in wich the following targets will hopefully be met:

- i) to quantify the variscan deformation associated to the northern limits of the OMZ, based on the application of quatitative methods of the finite deformation in ordovician detritic materials in the OMZ / CIA transition zone (Portalegre-Esperança Subdomain) and cambrian at south of the megastructure of Crato-Arronches-Campo Maior (Assumar megastructure and Alter do Chão-Elvas Sector);
- ii) to characterized the geometry and the mechanisms of the cadomian deformation in proterozoic metasediments (Assumar megastructure and Alter do Chão-Elvas Sector);
- iii) to experimentally model the deformation conditions applied to plaque borders in transpressive regime; works to be developed in the tectonic experimental laboratory - Lattex;
- iv) redefine the criteria for the separation of the representative units of the different subdomains of the megastructure of Crato-Arronches-Campo Maior, being of utmost importance the cooperation of metamorphic petrology experts;
- v) to review the cartography of the megastructure of Assumar in the light of tectono-metamorphic aspects;

vi) to enlarge the knowledge related to the on-going works in the spanish sector of the Tomar-Badajoz-Cordova Shear Zone, and if possible, to increase the direct cooperation with spanish institutions and investigators (Instituto Geológico y Minero de España, Universidade do Pais Vasco, Universidade da Extremadura), in projects related to the cartography of the border zone.

2. Introdução

2.1. Localização geográfica e aspectos geomorfológicos

A área de estudo localiza-se no Nordeste Alentejano, a sudeste de Portalegre estendendo-se desde a região fronteiriça de Esperança, passando por Degolados, à Barragem do Caia a ocidente de Campo Maior.

Situa-se em plena peneplanície alentejana, neste caso, limitada a norte pela Serra de São Mamede, que inclui o ponto mais elevado a sul do rio Tejo (1027 m, v.g. São Mamede). Este relevo é constituído por: i) terrenos do Paleozóico inferior deformados pela orogenia varisca, com desenvolvimento de uma megaestrutura dobrada designada por Sinclínio da Serra de São Mamede, onde se destacam os relevos de dureza, correspondentes às cristas arenito-quartzíticas do Ordovícico, do Silúrico e do Devónico e, ii) o granito tectonado de Portalegre; conjunto este, interrompido a noroeste pelo granito, tardi-varisco, de Nisa-Alpalhão-Castelo de Vide.

"É curioso assinalar que a serra, no flanco sudoeste, começa a emergir da peneplanície alentejana a partir das barras quartzíticas, acentuando-se o relevo à medida que caminhamos para o interior da montanha" (*Gonçalves, 1986*).

A extensa superfície de erosão, com altitude média próxima dos 400 metros (*Gonçalves, 1971*), corresponde a terrenos precâmbrios, câmbrios, corpos intrusivos paleozóicos e a cobertura terciária, extremamente arrasados pela erosão, de onde se destacam alguns relevos mais resistentes, de que é exemplo a crista de metachertes do Azinhal, a sul de Urra.

"A erosão diferencial completou o quadro geomorfológico, acentuando o contraste entre os terrenos precâmbrios (...), onde se situa a peneplanície alentejana, e os sedimentos paleozóicos que constituem na sua maior parte, o maciço montanhoso" (*Gonçalves, 1986*).

O levantamento cartográfico realizou-se a partir de uma quadricula projectada na escala 1/5 000, abrangendo as cartas +84,+86,+88/-62, +84,+86/-64, +84,+86/-66, +84,+86/-68, +86/-70, +86/-72 da base cartográfica do Serviço de Fomento Mineiro e, em parte,

na escala 1/25 000 relativa a excertos das folhas 373, 386, 400, da Carta Militar de Portugal, abrangendo uma área de aproximadamente 32 quilómetros quadrados.

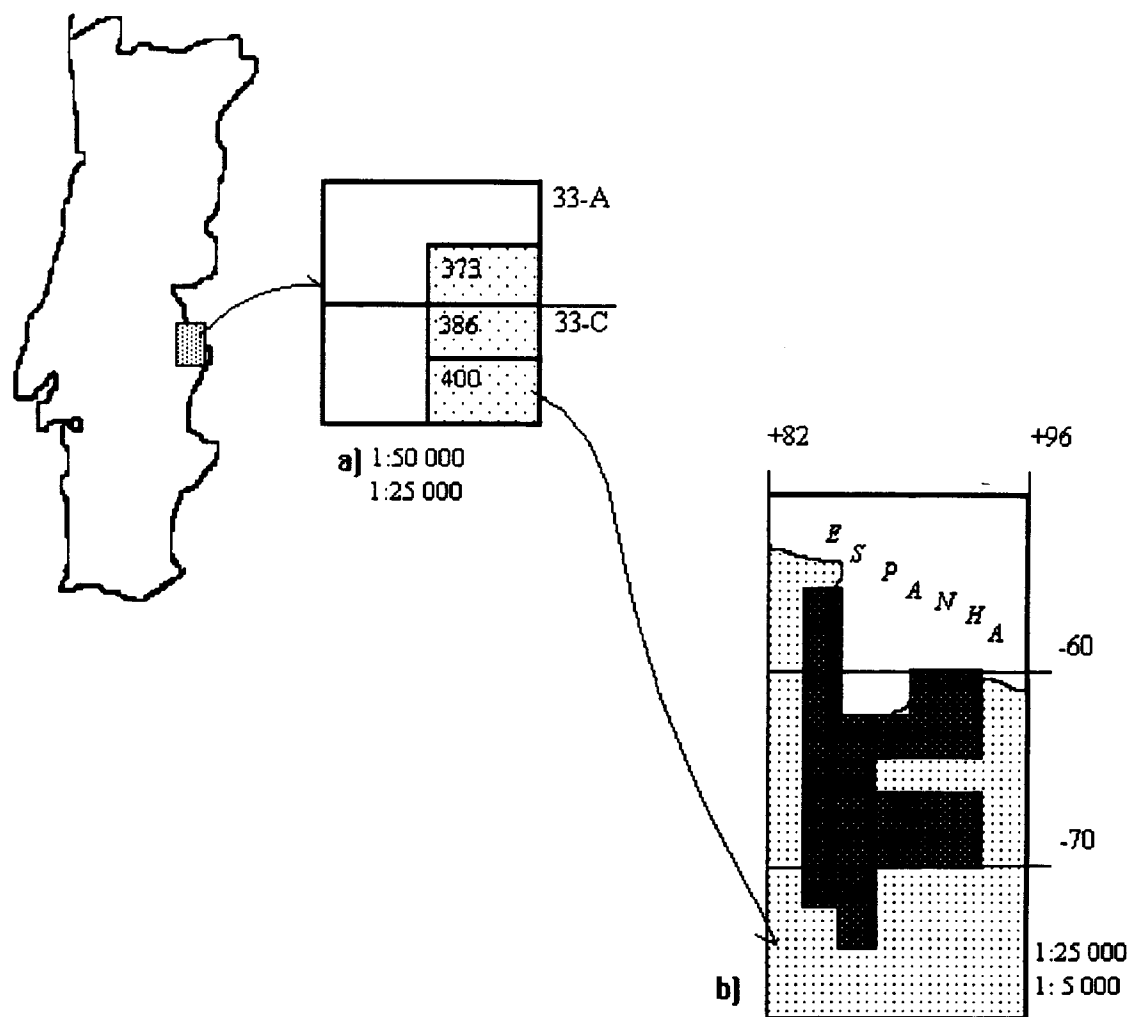


Figura 2.1. - Esquema com a localização da área de estudo com a distribuição das cartas: a) 1/50 000 e 1/25 000 ; b) 1/25 000 e 1/5 000

2.2. Enquadramento geológico

Fazendo parte do Maciço Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1990) a Zona Centro Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa Morena (ZOM) constituem duas das principais unidades tectono-estratigráficas do orógeno varisco ibérico (inicialmente individualizadas por Lotze, 1945; in Gonçalves *et al.*, 1994) (fig.2.2).

Caracterizado por uma grande complexidade estrutural, o significado do limite ZCI / ZOM que tem sido objecto de intensa controvérsia, será uma vez mais abordado neste trabalho. Isto porque a área abrangida por este estudo, a Faixa Blastomilonítica, se situa a sul da referida fronteira.

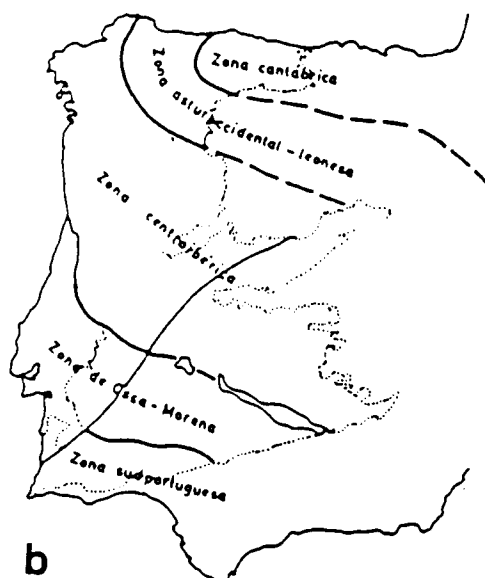


Figura 2.2. - Distribuição zoneográfica do Maciço Ibérico (in Quesada, 1990).

Em Portugal considera-se como limite uma série de cavalgamentos variscos imbricados, vergentes para nordeste, de que é exemplo o Cavalgamento de Portalegre-Ferreira do Zêzere (Silva et al., 1993) que coloca terrenos alóctones pertencentes aos domínios setentrionais da ZOM sobre terrenos cuja caracterização de províncias faunísticas paleozóicas permitiu conferir-lhes afinidade centro-ibérica (Gutierrez-Marco et al., 1990). No entanto, outros autores não existem em colocar tal limite na própria Faixa Blastomilonítica (Sanderson et al., 1991; Azor et al., 1993,1993a), cuja discussão reservo para o capítulo 5.

2.2.1. Domínios meridionais do Autóctone Centro Ibérico (ACI)

Do ponto de vista tectonoestratigráfico a ZCI representa a estrutura axial do orógeno varisco ibérico, separando um ramo setentrional com vergência para nordeste (Zona

Oeste-Astúrio-Leonesa e Zona Cantábrica) de um ramo meridional vergente para sudoeste, que inclui a ZOM e a Zona Sul Portuguesa (ZSP).

A maior parte da área coberta pela ZCI é constituída por sequências autóctones (Autóctone Centro Ibérico, ACI) que incluem uma cobertura Paleozóica (Ordovícico-Carbónico) discordante sobre sedimentos do tipo flysch atribuídos ao Câmbrico/Proterozóico superior.

Nos domínios meridionais do ACI os metassedimentos flyschóides mais antigos e que constituem o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG, Super Grupo Dúrico-Beirão, *Oliveira et al.1992; Sequeira, 1993*), afloram no núcleo de amplos antifomas separados por estreitos e alongados sinclinais de grande continuidade longitudinal, onde surgem discordantes sucessões ordovícicas, silúricas, bem como, devónicas (de que é exemplo o Sinclínório da Serra de São Mamede, estrutura que será descrita sumariamente no capítulo 3) e carbónicas, menos representadas (*San José et al., 1992*).

A sucessão de metagrauvaques, xistos pelíticos e metaconglomerados é interpretada como resultante de episódios de intensa sedimentação associados ao preenchimento de um aulacógeno limitado por falhas activas (*Romão & Ribeiro, 1992*) ou, em alternativa, como resultante da deposição de séries turbidíticas numa bacia ante-país desenvolvida no final da orogenia cadomiana (*Quesada, 1992*).

A cobertura pós-câmbrica representa uma sequência sedimentar completa associada ao fim do ciclo de Wilson que culmina com a individualização da cadeia varisca, integrada no processo de reagrupamento continental que originou o supercontinente Pangea (*San Jose et al., 1992*).

Nestes domínios centro-ibéricos são de destacar como principais elementos geomorfológicos do relevo, as cristas onde afloram as fácies quartzíticas arenigianas.

Nestes terrenos a deformação pré-varisca manifesta-se pela existência de duas discordâncias angulares. Uma que separa formações atribuídas ao Proterozóico superior (*Palácios, 1986; in Oliveira et al.1992*) no interior do CXG (*Diez Balda & Vegas, 1992; Sequeira, 1993*) e outra, mais recente, relacionada com a passagem dos materiais do Câmbrico/Proterozóico superior aos do Ordovícico e que serve de limite entre o ciclo Assíntico-Cadomiano e o ciclo Caledónico-Varisco (*San José et al., 1992*).

Em Portugal, ao contrário do que acontece no país vizinho, dá-se geralmente grande importância à designada fase Sarda (*Romão e Ribeiro, 1992*), pré-Ordovícica, atribuída ao limite Câmbrico-Ordovícico (*Romão, em impressão*).

Segundo *Dias et al., (1993)*, é clara a existência de uma fase de deformação sarda e de fases de deformação variscas impostas. A interferência é testemunhada pela dispersão das medições relativas à lineação de intersecção em dobras geradas durante a primeira fase varisca, a mais desenvolvida. É ainda de salientar, no que diz respeito ao regime de deformação, que nestes domínios se observa desenvolvimento de estiramento em **a** que é oposto aquele que se verifica no segmento norte do ACI, onde predomina estiramento em **b** (*Ribeiro et al., 1990*).

O metamorfismo corresponde à facies dos xistos verdes excluindo alguns núcleos antiformal com intrusões graníticas que apresentam gradientes de pressões intermédias do tipo barroviano evoluindo para condições de pressão mais baixa (*Diez Balda et al., 1992; Ayarza, 1992; in Diez Balda & Vegas, 1992*).

Verifica-se que a granitização e o metamorfismo nestes domínios meridionais do ACI, não se desenvolveram tanto como se verifica nos seus domínios setentrionais.

2.2.2. Domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena (ZOM)

Ao longo das duas últimas décadas numerosas publicações científicas incidiram sobre a descrição e interpretação das características geológicas da ZOM, dando particular ênfase a temas como: a natureza e o significado dos seus limites (*Lotze, 1945; Bard, 1971; Julivert et al., 1974; Robardet, 1976; Ribeiro, 1979; Florido & Quesada, 1984; Herranz, 1984; Abalos, 1990, 1991; in Gonçalves et al., 1994; Azor et al., 1993, 1993a*), a caracterização e discussão dos diferentes ambientes paleogeográficos e regimes geodinâmicos (*Robardet, 1976; Paris & Robardet, 1977; Ribeiro, 1979; Matte, 1983, 1986; Ribeiro et al., 1990; Abalos & Eguiluz, 1992; in Gonçalves et al., 1994*) a determinação de idades e significado das principais divisões estratigráficas (*Quesada et al., 1990; Liñan & Quesada, 1990; Robardet & Gutierrez Marco, 1990; Oliveira et al., 1991; in Gonçalves et al., 1994*), a sequência e evolução dos diferentes eventos metamórficos (*Quesada & Munhá, 1990*), as ocorrências de plutonismo e vulcanismo e

interpretação da sua geoquímica (*Sanchez Carretero et al., 1990*), bem como, a tectónica (*Apalategui et al., 1990; Silva et al., em impressão*).

Em termos globais a ZOM apresenta uma estrutura em leque dissimétrica em cujo núcleo se situa a Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordoba (ZCTBC), com desenvolvimento de estreito segmento cavalgante para nordeste e, a sul, de extensa faixa afectada por carreamentos dobrados vergentes para sudoeste (fig.1.2.). No conjunto podem individualizar-se cinco sectores com características tectono-estratigráficas e metamórficas próprias (fig.2.3.).

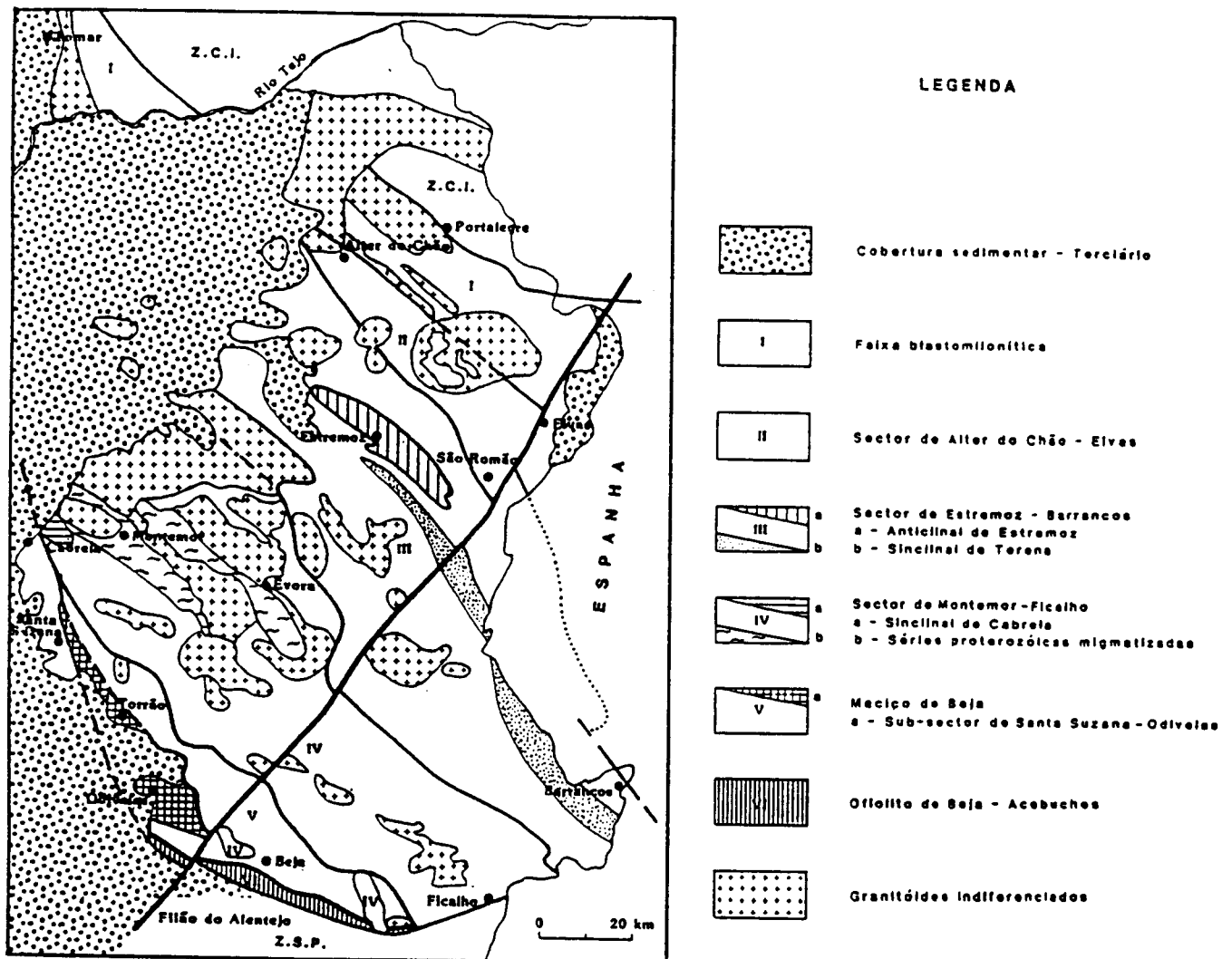


Figura 2.3. - Distribuição dos sectores tectono-estratigráficos da ZOM, em Portugal (in *Oliveira et al., 1991*).

De norte para sul, separados por importantes acidentes longitudinais e alongados com orientação regional sensivelmente NW - SE de acordo com a génese das estruturas penetrativas referentes ao desenvolvimento do ciclo varisco, individualizam-se segundo *Oliveira et al. (1991)*: a Faixa Blastomilonítica (sector português da ZCTBC), o Sector de Alter do Chão-Elvas, o Sector de Estremoz-Barrancos, o Sector de Montemor-Ficalho que inclui o Sub-sector de Santa Suzana-Odivelas.

A Faixa Blastomilonítica (figs. 2.4. e 2.5.) e o Sector de Alter do Chão - Elvas (fig.2.6) constituem o que consideramos, neste trabalho, como divisões tectono-estratigráficas ou domínios setentrionais da ZOM, em Portugal.

2.2.2.1. Faixa Blastomilonítica

A Faixa Blastomilonítica (FBM) representa o sector português da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC) (fig.2.4.).

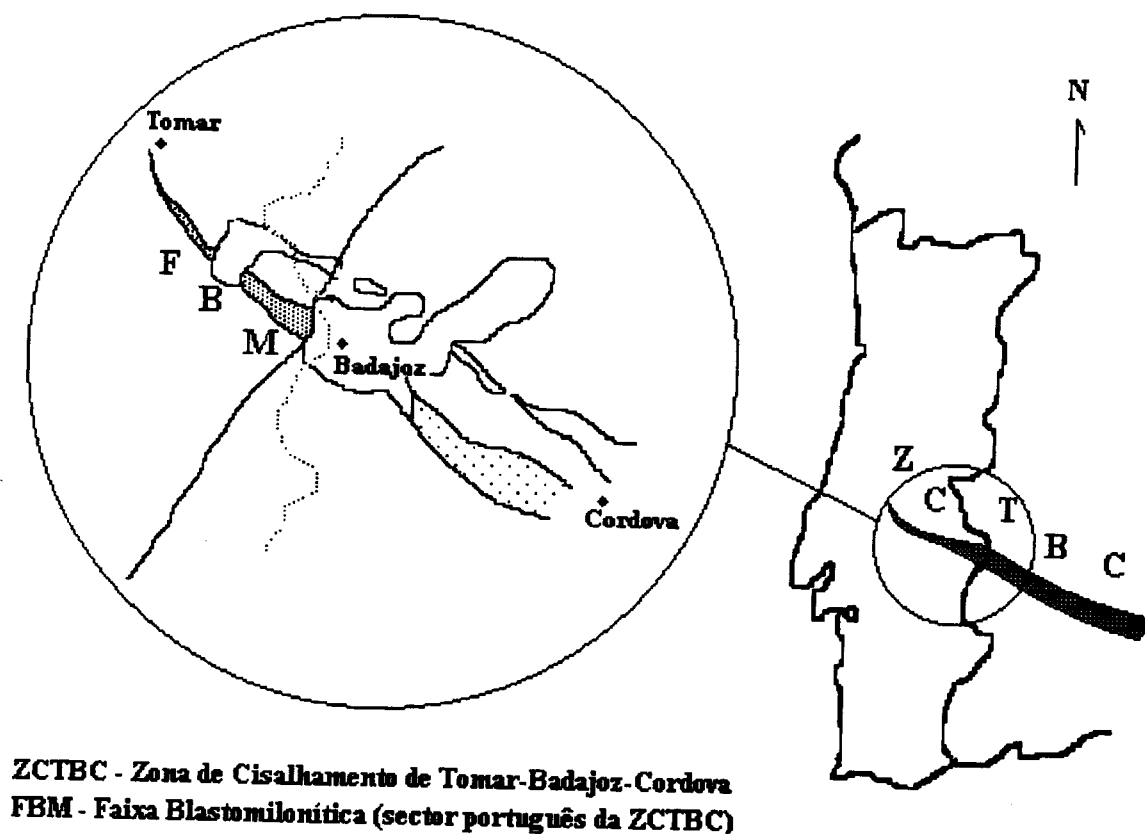


Figura 2.4. - Localização da Faixa Blastomilonítica : sector português da ZCTBC

A ZCTBC constitui uma importante estrutura do sudoeste peninsular com direcção NW-SE que se estende por cerca de 400 quilómetros entre Tomar (Portugal) e Cordova (Espanha), delineando aproximadamente a fronteira ou zona de transição entre a ZOM e o ACI (Abalos & Eguiluz, 1992).

A FBM apresenta-se como um sector complexo que compreende um conjunto polimetamórfico de idade Precâmbrica intensamente deformado (orogenias cadomiana e varisca) ao qual se sobrepõe, em discordância, uma sequência sedimentar câmbrica, com desenvolvimento de plataforma carbonatada. No limite Precâmbrico superior/Câmbrico inferior é evidente a existência de um período de instabilidade geodinâmica com desenvolvimento de vulcanismo predominantemente ácido.

Em termos gerais, o Precâmbrico da FBM pode ser distribuído por duas megaestruturas principais (Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995) (fig.2.5.), as quais serão descritas no capítulo 3:

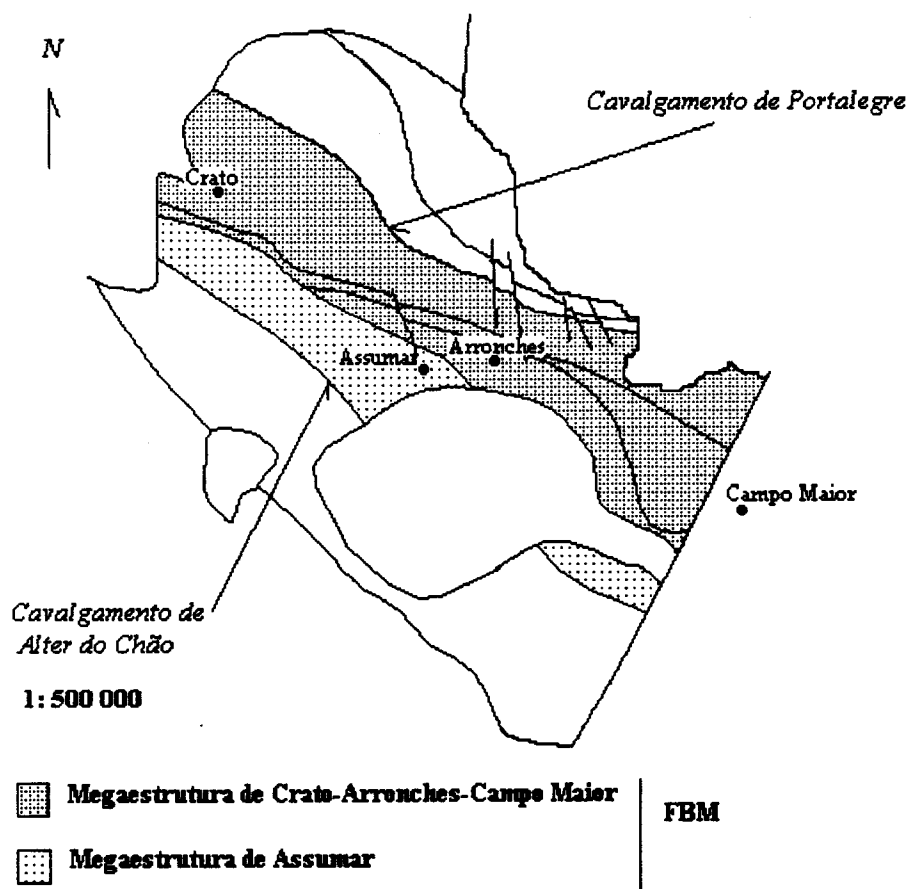


Figura 2.5. - Representação esquemática das subdivisões da Faixa Blastomilonítica: megaestruturas de Crato-Arronches-Campo Maior e de Assumar.

- i) Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior, raiz de estrutura em leque que inclui uma faixa central com rochas metamórficas de alto grau (com testemunhos de metamorfismo de alta pressão/elevadas temperaturas) limitada por sequências afectadas por metamorfismo de grau mais baixo;
- ii) Megaestrutura de Assumar, na qual se suspeita, através da descrição proposta na publicação de *Gonçalves & Carvalhosa (1994/1995)*, da existência de uma evolução progressiva das condições de metamorfismo, ainda por caracterizar em pormenor, desde fácies de baixo grau a intermédio (?);

2.2.2.2. Sector de Alter do Chão - Elvas

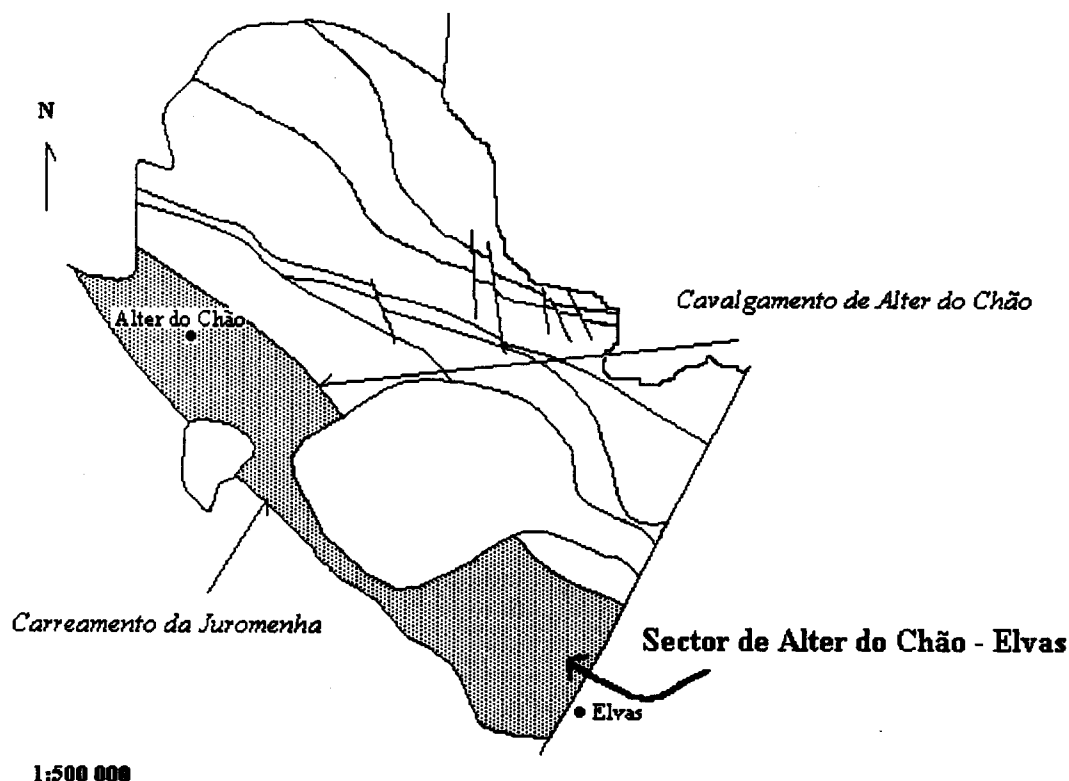


Figura 2.6. - Representação esquemática do Sector de Alter do Chão-Elvas.

Nele está representada espessa sequência câmbica em discordância sobre soco precâmbrico, este último com características semelhantes ao encontrado na Faixa Blastomilonítica (Formação de Mosteiros?): micaxistos, anfíbolitos, níveis carbonatados

metamorfizados e xistos pelíticos, às vezes, psamítico-grauvacóides, com intercalações de metachertes.

Na base do Câmbrico existem níveis conglomeráticos poligénicos onde se observam clastos de metachertes, xistos siliciosos, metavulcanitos, gnaisses félsicos finos, rochas porfíricas ácidas (Gonçalves, 1971; Gonçalves et al., 1994) numa matriz filítico-quartzo-feldspática de, provável, natureza vulcânica, associados a meta-vulcanitos ácidos (Oliveira et al. 1991).

Segue-se espessa série carbonatada constituída por calcários e dolomitos cristalinos que, até agora, não revelaram conteúdo fossilífero (Gonçalves, 1978).

De carácter terrígeno e sobrepostas à série anterior surgem a Formação de Vila Boim (Câmbrico inferior-médio, Gonçalves, 1978) e a Formação da Terrugem.

A Formação de Vila Boim inclui alternâncias de metarenitos, metapsamitos e metapelitos, de carácter flyschóide (Gonçalves, 1978), com intercalações de metavulcanitos ácidos e de metabasaltos (toleíticos continentais segundo Mata, 1986).

A Formação da Terrugem, de carácter vulcano-sedimentar, apresenta metapelitos e metagrauvaques com intercalações de materiais piroclásticos ácidos e espilitos (Gonçalves, 1978).

Alguns autores admitem que a passagem destas duas formações se encontra marcada por representativa Barra Quartzítica passando lateralmente a níveis conglomeráticos, (Oliveira, 1984; in Oliveira et al., 1991).

Instaladas na série carbonatada, atribuída ao Câmbrico inferior, são de salientar corpos intrusivos básicos-ultrabásicos paleozóicos ante-variscos (Maciço de Alter do Chão-Cabeço de Vide e o Maciço de Elvas), acompanhados por cortejo de rochas hiperalcalinas. De facto, as rochas hiperalcalinas tornam-se mais importantes no Ordovícico (Alter Pedroso com aproximadamente 480 M.a. segundo Priem et al., 1970; Lancelot & Allegret, 1982; in Ribeiro et al., 1992), em estreita associação com rochas alcalinas gabróicas (Ribeiro & Mata, 1994).

O Maciço de Alter do Chão-Cabeço de Vide inclui grande variedade de litotipos cumulados desde ultrabásicos (dunitos e piroxenitos) a gabros anortosíticos olivínicos e anfibólicos (*Carrilho Lopes et al., 1993*).

No Maciço de Elvas, dos tipos petrográficos nele representados, são de salientar gabros anfibólicos e piroxénicos, gabros hipersténicos e olivínicos e, ainda, dioritos (*Gonçalves, 1978*).

A evolução geoquímica do vulcanismo desde o Câmbrio Inferior (Formação de Vila Boim com riolitos crustais e rochas máficas com afinidades toleíticas) interpretado como sendo manifestação de estádios iniciais de rifting continental passivo, até ao Câmbrio Médio (Formação da Terrugem com série bimodal constituída por rochas máficas transicionais/alcalinas e traquitos e microgranitos com afinidades peralcalinas) sugere um regime extensional, embora sem indicadores de oceanização (*Ribeiro & Mata, 1994*).

Neste sector, equivalente ao domínio Elvas-Cumbres Mayores (*Quesada, 1990*), a maioria dos litotipos paleozóicos foram metamorizados na fácies dos xistos verdes na zona da clorite (*Quesada & Munhá, 1990*).

Quanto à deformação Varisca identificam-se duas fases principais (*Gonçalves & Assunção, 1970*) relacionadas com tectónica tangencial: a primeira fase de deformação traduz-se por desenvolvimento de dobras com xistosidade de plano axial (S1) com vergência para WSW com tendência para que os planos axiais se deem à medida que nos deslocamos para SW; a segunda fase gerou dobras com planos axiais subverticais ou fortemente inclinados para NE, com direcção NW-SE; D2 produz redobramento das estruturas D1 e desenvolve clivagem de crenulação (S2).

O seu limite setentrional coincide com o Cavalgamento de Alter do Chão fazendo-se o meridional através do Carreamento da Juromenha (*Gonçalves, 1970; Ribeiro et al., 1979; Ribeiro, 1981; Chacón et al., 1983; in Araújo et al., 1994*) acidente da primeira fase redobrado pela segunda fase de deformação varisca. Limite recentemente interpretado, com base exclusivamente em correlações litostratigráficas, como discordância (*Oliveira et al., 1991; in Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*), o que é contrariado pelas evidências tectónicas investigadas por *Araújo et al. (1994)*, de que são exemplo:

i) a existência de um gradiente de deformação com acréscimo no sentido deste contacto;

- ii) a ocorrência de duas fases de deformação no alóctone (andar estrutural inferior com desenvolvimento de dobras deitadas D1, vergentes para oeste, e estruturas subverticais D2) ao contrário do que se verifica no autóctone (andar estrutural superior onde a D1 não era acompanhada de desenvolvimento de xistosidade);
- iii) a série alóctone encontra-se invertida na proximidade do contacto e separada da autóctone por um nível descontínuo de conglomerados interpretados como "wild-flysch";
- iv) a descoberta recente de crinóides em calcários do autóctone junto a este contacto, de idade seguramente pós-arenigiana (*Piçarra, com. pessoal*);
- v) a cartografia de manchas de metapelitos e metapsamitos cloríticos da Formação da Terrugem carreados sobre terrenos silúricos pertencentes ao autóctone (testemunhos relacionados com o Carreamento da Juromenha);

3. Descrição litoestratigráfica das subdivisões apresentadas para a região

As subdivisões propostas, neste trabalho, pretendem contribuir para a sistematização do conjunto heterogéneo e complexo de características tectono-metamórficas e litoestratigráficas observadas na região.

3.1. Domínio da Serra de São Mamede (*Domínio Meridional do ACI*)

O Domínio da Serra de São Mamede (Sinclínório de Portalegre) representa o sector português de uma importante estrutura varisca, que se prolonga segundo a direcção NW-SE (fig.3.1.), a WNW-ESE em território espanhol (Sinforma de La Codosera-Pueblo Obando), limitada a norte pelo batólito tardi-varisco de Nisa-Alpalhão-Castelo de Vide (Batólito de Los Pedroches) e a sul pelo Cavalgamento de Ferreira do Zêzere-Portalegre (Falha de Hornachos).

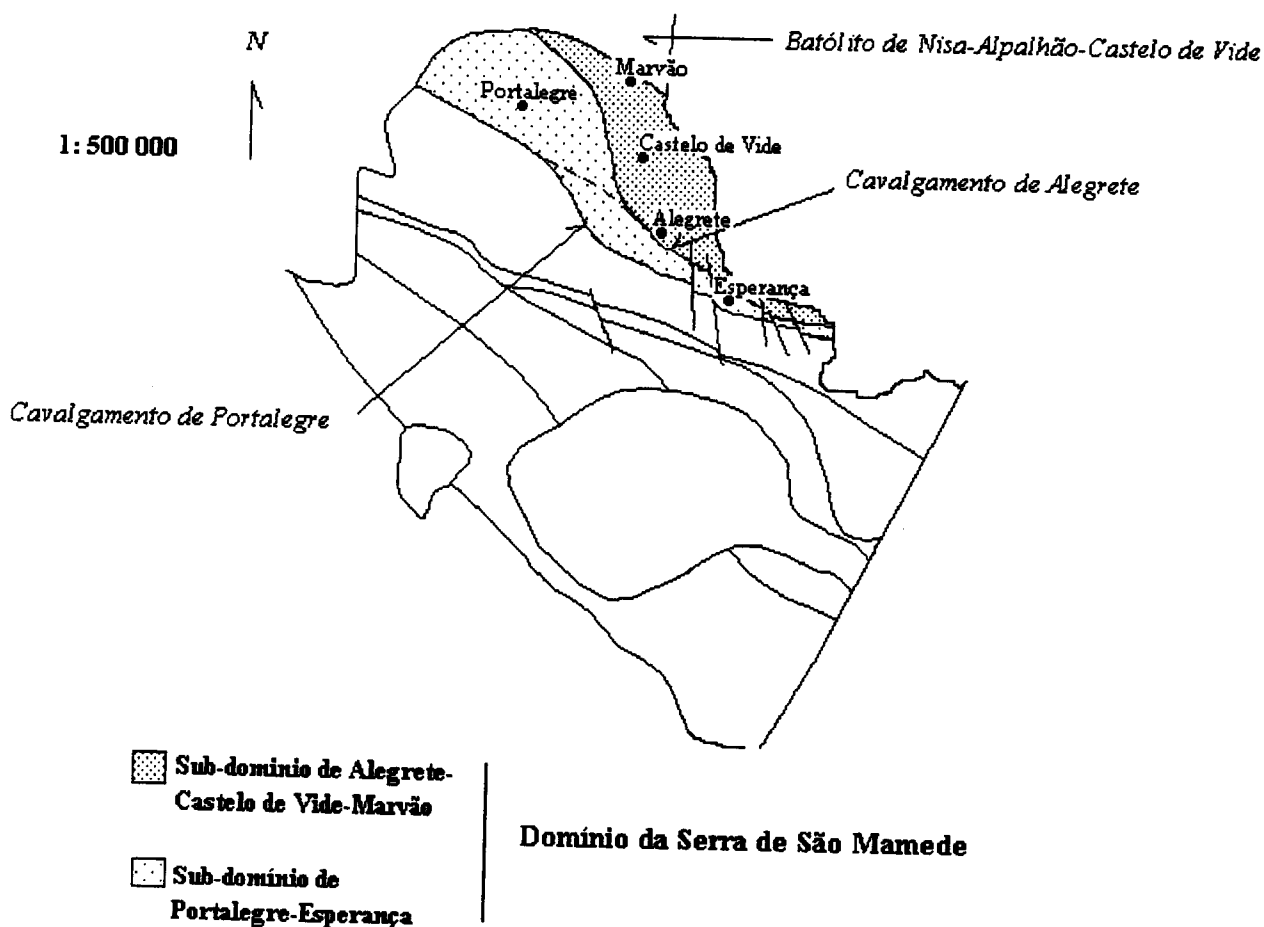


Figura 3.1. - Representação esquemática das subdivisões apresentadas para o Domínio da Serra de São Mamede

Nele incluem-se terrenos do Paleozóico inferior, com afinidades Centro-Ibéricas, distribuídos por dois subdomínios (fig.3.1.): 3.1.1.) Subdomínio de Alegrete-Castelo de Vide-Marvão (Proterozóico superior e Ordovícico inferior a Devónico médio) e, 3.1.2.) Subdomínio de Portalegre-Esperança (Proterozóico superior, Ordovícico inferior a médio e rochas intrusivas ordovícicas?).

3.1.1. Subdomínio de Alegrete - Castelo de Vide - Marvão

Define uma estrutura sinclinal afectando uma sequência de unidades de idade compreendidas entre o Ordovícico inferior (Arenigiano) e o Devónico médio (Cuviniano?), que repousa em discordância sobre terrenos do CXG, atribuídos ao Proterozóico, e cujo flanco sudoeste é laminado por importante acidente de idade varisca (Cavalcamento de Alegrete, descrito no capítulo 4).

No flanco nordeste do sinclinal, o Ordovícico faz-se representar por depósitos detriticos atribuídos ao Arenigiano (crista quartzítica de Marvão onde se observam *Scolithus*, flanco normal de dobra de 2ª ordem), em discordância sobre terrenos pertencentes ao Precâmbrico terminal (metassedimentos xistentos do CXG), aflorantes em estreitas e reduzidas faixas, limitados a norte pelo batólito granítico tardi-varisco de Nisa-Alpalhão-Castelo de Vide.

Sobreposta ao quartzito armoricano repousa uma sequência xistenta com faunas de graptólitos e trilobites do Lanviriano-Landeiliano (*Perdigão, 1967*).

O Silúrico constituído por xistos grafitosos e intercalações de chertes, bem como, algumas bancadas quartzíticas, inclui faunas de graptólitos (Valenciano, Venloquiano e Ludloviano).

No flanco sudoeste do sinclinal, associados a estreita faixa ordovícica de quartzitos titanozirconíferos radioactivos (*Teixeira, 1964; in Gonçalves, 1971*), temos passagem a xistos negros com fauna típica do Silúrico (Velonquiano superior, *Romariz, 1962; Perdigão, 1967*), mancha esta que contacta por acidente tectónico (Cavalcamento de Alegrete) com os xistos precâmbricos da Urra.

Observa-se, no entanto, continuidade na sedimentação no intervalo de tempo definido desde o Silúrico ao Devónico inferior, comprovada pela existência de xistos com graptólitos ludlovianos sobre os quais repousam depósitos mais grosseiros, areníticos, com trilobites do Gediano inferior.

No flanco nordeste do sinclinal, a sequência apresenta-se mais completa já que são descritos xistos e grauvaques com faunas de trilobites e braquiópodes do Coblenciano.

O Devónico aflorante no núcleo do sinclinal é constituído por arenitos do Gediano e xistos argilosos com fauna coblenciana, aos quais se sucedem calcários dolomíticos atribuídos ao Cuviniano (*Perdigão, 1967*), de que são exemplo os da pedreira de Escusa.

3.1.2. Subdomínio de Portalegre - Esperança

O Subdomínio de Portalegre-Esperança encontra-se limitado a sul pelo Cavalgamento de Portalegre, vergente para NE, que coloca terrenos precâmbrios terminais sobre Ordovícico inferior.

Verifica-se que o Ordovícico inferior assenta em discordância sobre uma sequência, essencialmente de natureza vulcanoclástica (Formação da Urra, *Gonçalves, 1971; Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*), que se inicia por rochas porfiróides que passam superiormente a xistos pelíticos com intercalações grauvacóides, atribuída ao Precâmbrio terminal e provavelmente equivalente ao CXG (*Teixeira, 1978; Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*) que aflora sob as cristas quartzíticas de Marvão no extremo norte do Sinclínio da Serra de São Mamede.

O Ordovícico inferior faz-se representar por um conglomerado de base (a sul da crista quartzítica de Fortios e no Vale de Abertas) ao qual se sucede uma sequência de espessos quartzitos Armorianos.

No entanto, verifica-se que a muro do Ordovícico inferior aflorante na crista quartzítica da Senhora da Penha se encontram depósitos caracterizados como arcoses, prováveis equivalentes aos níveis conglomeráticos descritos no parágrafo anterior (Tremadociano?, *Teixeira, 1981*).

Aos quartzitos espessos, onde foram descritas e classificadas bilobites do Arenigiano (observadas perto do v.g. Almo 1º - *Gonçalves, 1971*), com delgadas intercalações de xistos pelíticos negros (Quartzito Armoricano) sucedem-se bancadas menos espessas de quartzito intercaladas numa sequência monótona de xistos pelíticos negros de fácies Lanvirniana-Landeiliana (*Didymograptus* encontrados 2 Km a leste de Esperança, Hortas de Baixo, *Perdigão, 1964-65; in Gonçalves et al., 1977*).

Na continuação destes terrenos em Espanha, em fácies similares com a mesma posição estratigráfica, estão descritas (*Soldevila Bartoli, 1992*): a Unidade de Mayorga Superior, conjunto terrígeno essencialmente quartzítico, onde se reconheceu icnofauna (*Cruziana - Santos & Casas, 1979, 1982a; Casas & Santos, 1982; in Soldevila Bartoli, 1992*) estabelecendo-se a idade arenigiana; e a Unidade de Aguas Claras, constituída por xistos pelíticos, por vezes grafitosos e com cristais cúbicos de pirite, com intercalações de níveis quartzíticos.

3.2. Faixa Blastomilonítica (*Domínio Setentrional da ZOM*)

A FBM, o domínio mais setentrional da ZOM, prolonga-se por cerca de centena e meia de quilómetros, de Abrantes a Campo Maior (*Gonçalves et al., 1994*), numa faixa que estreita para noroeste e onde são encontrados terrenos polimetamórficos precâmbrios caracterizados por apresentarem indícios da actuação de dois ciclos tectono-térmicos (*Quesada & Munhá, 1990*). Um ciclo cadomiano de pressão elevada envolvendo um aquecimento inicial com consequente descompressão adiabática e outro varisco que sobrepôs uma retrogradação às paragénese precâmbrias (*Mata & Munhá, 1986*).

Em termos litoestratigráficos na FBM foi possível identificar as seguintes unidades atribuídas ao Precâmbrio, da mais antiga para a mais recente (*Gonçalves & Oliveira, 1986; Oliveira et al., 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*) (fig.3.2.):

- *Formação de Campo Maior*, constituída por ortognaisses e paragnaisses, com termos migmatíticos, conjunto onde foram identificados raros corpos de granulitos máficos, às vezes, eclogíticos.
- *Formação de Morenos*, representada por uma sequência vulcano-sedimentar formada essencialmente por gnaisses leptiníticos, além de micaxistos, anfíbolitos e rochas carbonatadas.

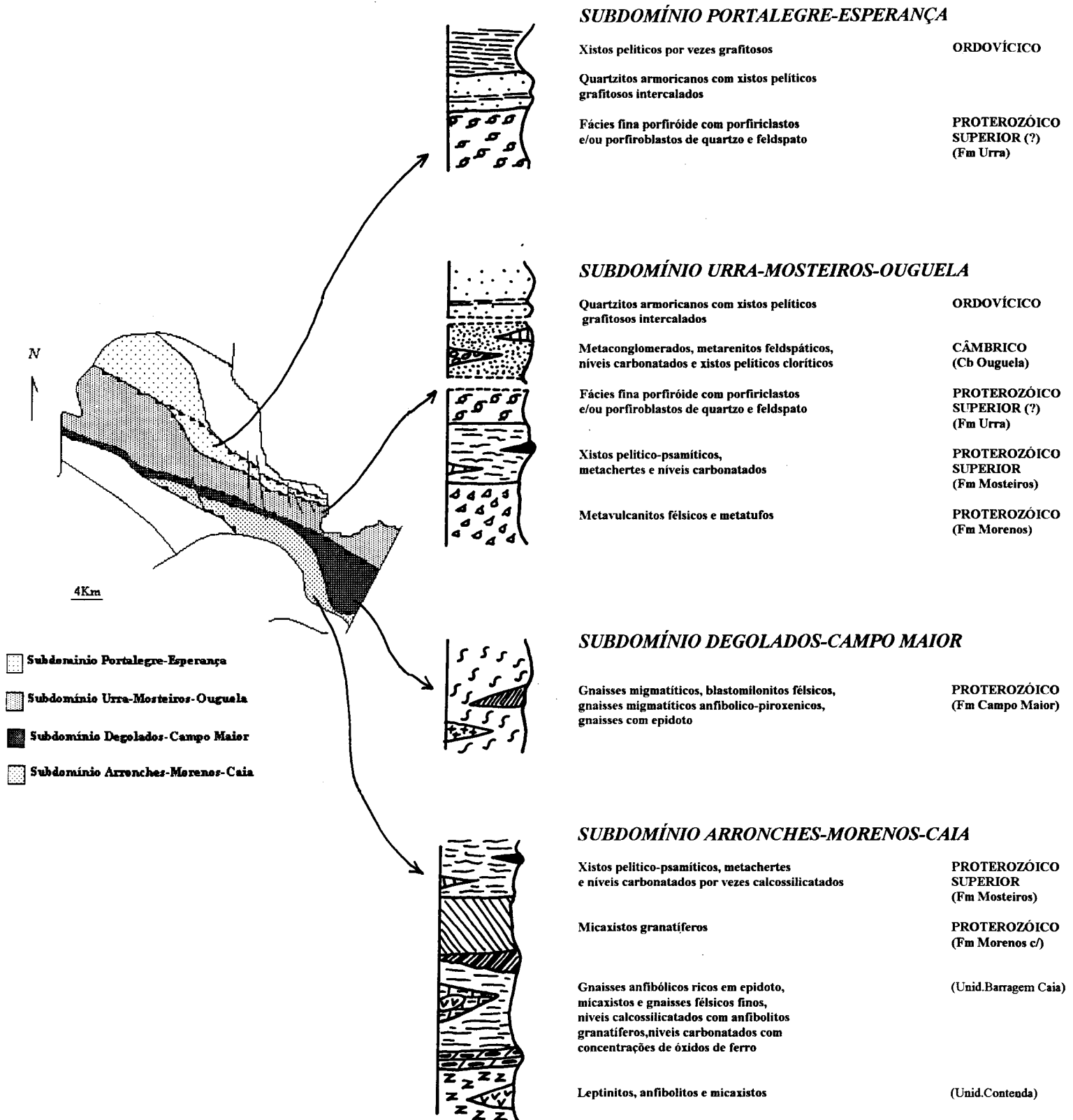


Figura 3.2. - Logs com a litoestratigrafia para os diferentes subdomínios da Faixa Blastomilonítica.

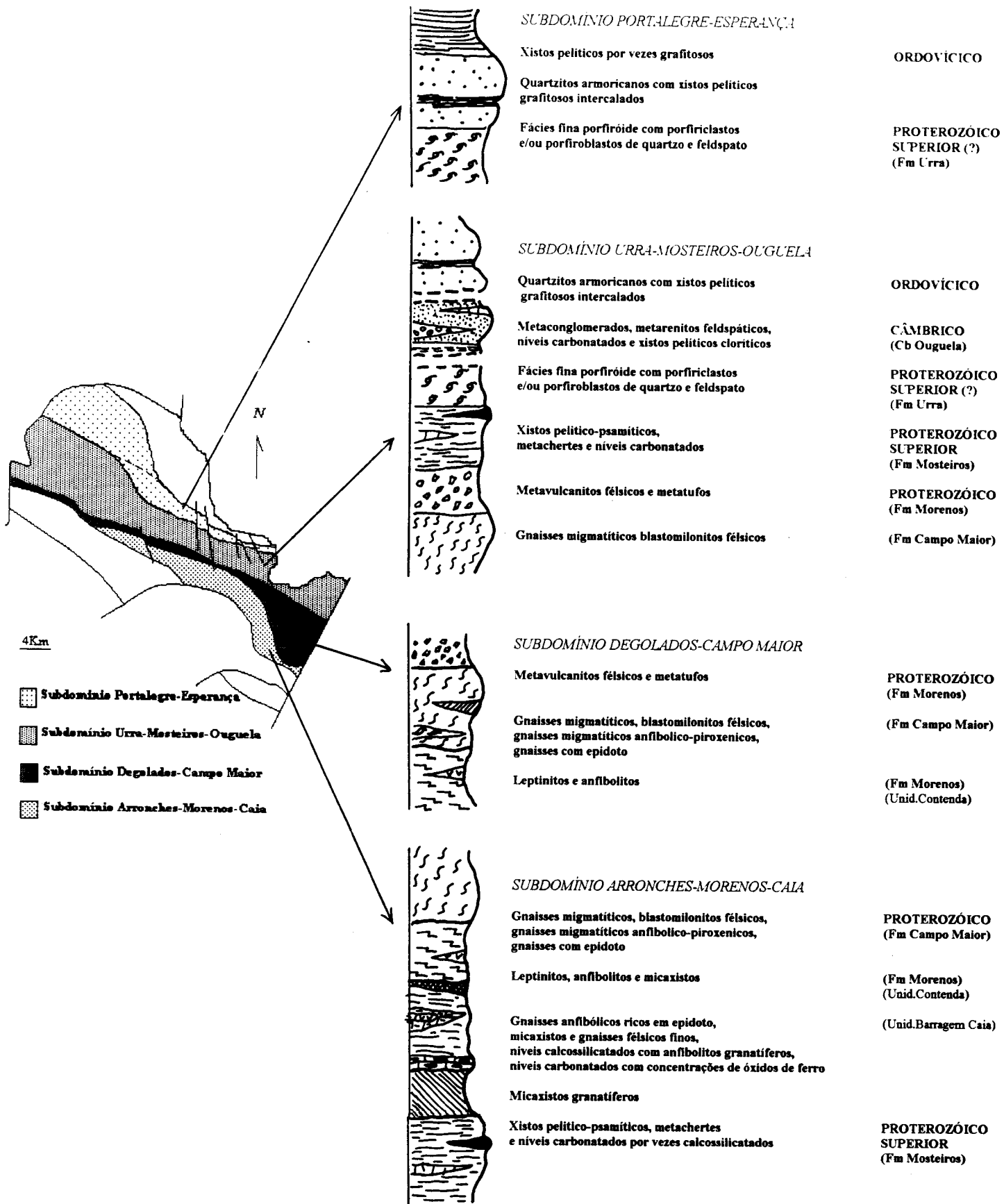


Figura 3.2. - Logs com a litoestratigrafia para os diferentes subdomínios da Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e zona de transição ZOM / ACI.

- *Formação de Mosteiros*, constituída essencialmente por uma sequência monótona de metapelitos e metapsamitos a que se associam metachertes, raros mármore, e metavulcânicas ácidas e anfibolitos;
- *Formação da Urra*, formada por duas sequências: a inferior que assenta em discordância sobre a Formação de Mosteiros, constituída por metarcoses e raros metaconglomerados, passando lateralmente a termos porfiróides e a uma sequência metapelítico-psamítica;

O Câmbrico, por sua vez, surge representado por sequências de plataforma, metarenitos, calcários e dolomitos (Câmbrico de Ouguela).

3.2.1. Megaestrutura do Crato - Arronches - Campo Maior

A interpretação desta estrutura como um Anticlinório (*Gonçalves & Oliveira, 1986; Oliveira et al., 1991*) conduziu à correlação litoestratigráfica de diferentes unidades aflorantes nos respectivos "flancos" deixando, no entanto, alguns problemas por resolver. Assim admitindo como núcleo da estrutura a Formação de Campo Maior e como representante de ambos os "flancos" a Formação de Mosteiros, surgem algumas dúvidas quanto à correlação directa entre as unidades que foram atribuídas à Formação de Morenos num e noutro "flanco" e relativamente ao facto de a Formação da Urra aflorar somente no "flanco nordeste" (fig.3.3.).

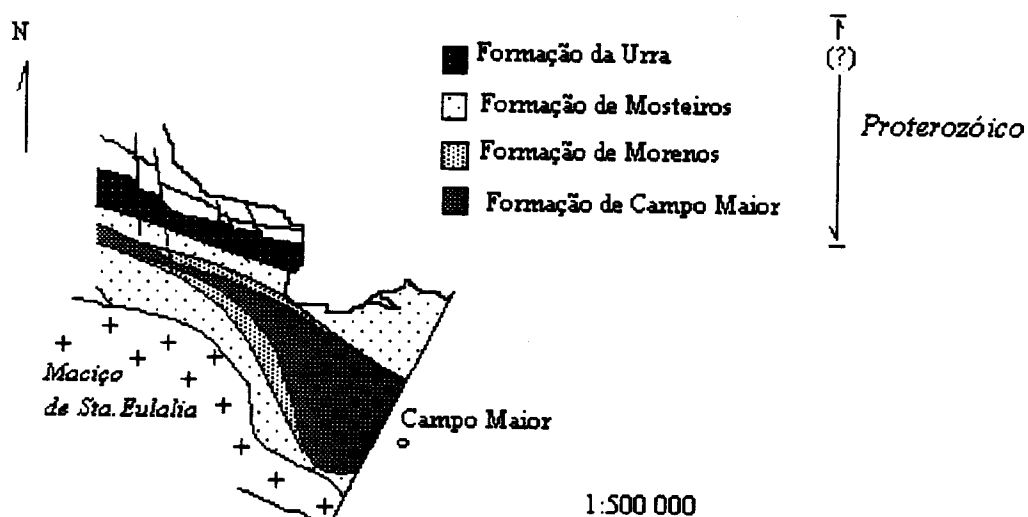


Figura 3.3. - Representação em mapa da ocorrência das formações precâmblicas na FBM

Os trabalhos de cartografia estrutural permitiram abordar o problema noutra perspectiva conferindo ao conjunto um geometria diferente caracterizada pelo desenvolvimento de diferentes sub-domínios separados por importantes acidentes cavalgantes com componente de movimento sinistrógira constituindo uma megaestrutura em leque.

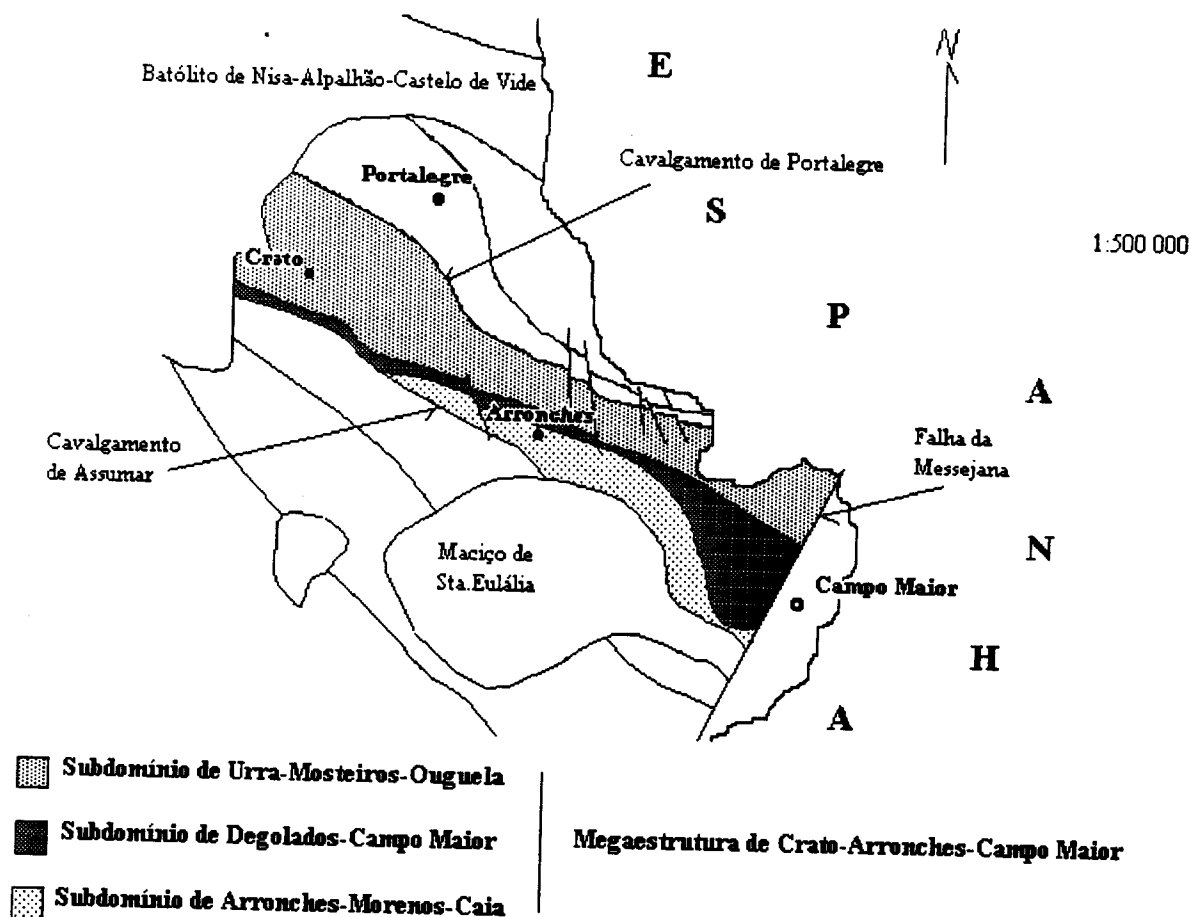


Figura 3.4. - Representação esquemática dos subdomínios em que se divide a megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior

3.2.1.1. Subdomínio de Urra - Mosteiros - Ouguela

Este subdomínio corresponde a uma estrutura vergente para nordeste, constituída por terrenos precâmbrios e câmbrios, limitada a norte pelo Cavalgamento de Portalegre e a sul pelo Cavalgamento de Azeiteiros.

Precâmbrico

Os terrenos mais antigos estão representados por uma sequência monótona de xistos siliciosos micáceos, siltíticos às vezes grauvacóides com intercalações de metachertes, por vezes, com calcários associados (Formação de Mosteiros)(figs.3.3. e 3.4.) a qual passa para sudoeste (base da sequência?), a uma unidade com características vulcano-sedimentares (metavulcanitos félsicos e meta-tufos considerados como pertencentes à Formação de Morenos - *Gonçalves & Oliveira, 1986*) (figs.3.3. e 3.4.).

Em metachertes pertencentes a esta sequência (crista do Azinhal, a sul de Urra) foram encontrados microfósseis de invólucro orgânico e, entre eles, formas similares ao género *Eomicrhystridium* que lhes conferem idade do Vendiano superior (Proterozóico, *Gonçalves & Palácios, 1984*).

A Formação da Urra (figs.3.3. e 3.4.) é constituída por uma sequência com metarcoses grosseiras e finas, cujas fácies mais características se apresentam com aspecto porfiróide (fenocristais de feldspato e quartzo numa fina matriz quartzo-feldspático-sericítica) e metavulcanitos ácidos, à qual se sucede uma unidade de xistos pelítico-grauvacóides.

É estratigraficamente posterior à Formação de Mosteiros, por conter elementos, certamente, dela provenientes (*Gonçalves, 1978*), clastos de quartzitos negros (metachertes), quartzo hidrotermal, pórfiros ácidos, etc (*Gonçalves, 1971*).

Em contacto com a Formação de Mosteiros e o Câmbrio de Ouguela (fig.3.3.) surge uma estreita mancha de ortognaisses alcalinos blastomiloníticos, que poderá corresponder a terrenos do subdomínio de Degolados-Campo Maior (?).

Intruidos na Formação de Mosteiros, segundo um alinhamento que se estende de Cevadais (Ouguela) à Ribeira do Abrilongo, surgem ortognaisses hiperalcalinos com riebquite (Cevadaisito), aos quais se associam sienitos gnáissicos com sodalite e nefelina (Ouguelito), ante-variscos.

Ainda, ao nível do Precâmbrico surgem implantados ortognaisses graníticos, de que é exemplo o do Carrascal (a sudoeste de Portalegre), com carácter alcalino e, alguns, com tendência calco-alcalina (*Gonçalves, 1978*).

Câmbrico

As unidades litostratigráficas câmbricas (Câmbrico de Ouguela - *Gonçalves, 1971*) dispõem-se numa estreita faixa a noroeste de Ouguela, coberta em grande parte por depósitos terciários da bacia de Badajoz.

Na base estão representados metaconglomerados feldspáticos, passando a a depósitos com fácies mais fina (metarcoses), a que se sucedem quartzitos de grão fino com intercalações de xistos borra de vinho, e, por último, calcários dolomíticos nos quais foram descritas secções de arqueociatídeos (nas pedreiras de Casas de la Cierva, *Luna & Pacheco, 1954; in Gonçalves et al., 1977*).

Na unidade metaconglomerática basal são abundantes calhaus de quartzo, quartzito e lidito, alguns com mais de 10 cm de diâmetro, constituindo, por vezes, leitos de cascalheira (*Pereira, 1970*). Observam-se estruturas sedimentares primárias, granotriagem e estratificação entrecruzada, como indicadores de polaridade sedimentar.

O estudo petrográfico das rochas detríticas feldspáticas atribuídas à base do Câmbrico mostrou que estamos perante uma textura clástica de grãos mais ou menos equidimensionais, envolvidos numa matriz filitosa pouco abundante. A fracção detrítica é constituída por grãos isolados de quartzo com extinção ondulante, por vezes com orlas de crescimento quartzo-micáceo e feldspato potássico. Identificaram-se, igualmente, alguns grãos de microclina, de pertite, de albite, palhetas de moscovite e vestígios de rútilo (*Pereira, 1970*).

3.2.1.2. Subdomínio de Degolados - Campo Maior

Neste subdomínio, que faz fronteira a norte com o Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela e a sul com o Subdomínio de Arronches-Caia através do Cavalgamento da Tinoca, foi caracterizado um conjunto de rochas metamórficas de alto grau, atribuídas ao Precâmbrico (Formação de Campo Maior, *Gonçalves & Oliveira, 1986; Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*).

Ao longo do Cavalgamento da Tinoca, vergente para sudoeste, distribuem-se diversas mineralizações cupríferas, consideradas estratiformes por *Oliveira et al., (1985)* de que é exemplo a Mina da Tinoca, a oeste de Degolados.

Da Formação de Campo Maior (figs. 3.3 e 3.4.) fazem parte orto e paragneisses félsicos de granularidade média a grosseira, (onde estão preservadas paragénese relíquia contendo distena e silimanite, *Mata, 1986*) por vezes, com diferenciados aplitóides, e com intercalações de granulitos máficos, parcial ou totalmente retromorfizados.

Os termos máficos, foram também descritos como anfibolitos eclogíticos (*Mata & Munhá, 1986*) em virtude de apresentarem texturas afins de muitos eclogitos. Assim, a clinopiroxena apresenta crescimentos simplectíticos com a plagioclase, admitindo esta vários estádios de substituição com hornblenda, e na granada é possível observar-se auréolas de plagioclase e de hornblenda (*Quesada & Munhá, 1990*).

Próximo do contacto norte com o Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela aflora estreita faixa descontínua de gnaisses migmatíticos anfibólicos e/ou piroxénicos com biotite abundante, de granularidade média a grosseira.

As paragénese identificadas nas litologias que constituem a Formação de Campo Maior permitem afirmar que estiveram sujeitas a condições de metamorfismo regional de médio/alto grau (*Mata, 1986*), em níveis profundos da crosta, mais tarde exumados e sujeitos a fenómenos de retrogradação.

Nesta unidade está implantado importante maciço de natureza básica e ultrabásica onde existe grande profusão de rochas hipersténicas (Maciço de gabros e noritos de Campo Maior), interpretado como um lopólito provavelmente, de idade Silúrica? (342 ± 7 Ma usando o método K/Ar em biotite das rochas hipersténicas, *Coelho et al., 1974*) e com afinidade com o Maciço de Elvas e o Maciço de Alter do Chão (*Ribeiro et al., 1992*).

Anteriormente admitido como pertencente a este maciço aflora, a nordeste de Campo Maior e limitada a oeste pela Falha da Messejana, um conjunto que inclui quartzodioritos, com estruturas anatéticas, em contacto difuso com migmatitos, a que se associam localmente rochas granulares finas de composição próxima de monzonítica (ricas em hiperstena). Com diferenças significativas, em termos de critérios de campo, relativamente aos gabros e noritos cartografados a leste da Falha da Messejana, este conjunto aflorante no eixo da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior poderá representar os níveis mais profundos do Proterozóico desta região, como foi proposto por *Coelho & Gonçalves (1972)*. A discussão persiste já que os dados de geoquímica e petrológicos são escassos e pouco conclusivos, e os dados geocronológicos inexistentes.

3.2.1.3. Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia

Este subdomínio contacta a sudoeste, através do Cavalgamento de Assumar com os terrenos câmbrios da megaestrutura de Assumar, e inclui os terrenos precâmbrios constituintes das Formações de Morenos e de Mosteiros (*Gonçalves & Oliveira, 1986; Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*).

No que se refere à Formação de Morenos é possível identificar duas unidades tectono-litostratigráficas distintas, separadas por Cavalgamentos vergentes para sudoeste: i) Unidade da Contenda e ii) Unidade da Barragem do Caia.

A **Unidade da Contenda** representada no ramo sudoeste da estrutura é constituída por gnaisses félsicos finos, meta-vulcanitos(?), leptinitos(?) e micaxistos com intercalações de anfibolitos finos (abundantes para sudoeste), em tudo semelhante, macroscopicamente, a um complexo leptino-anfibólico com grau metamórfico mais baixo relativamente aos terrenos descritos para o subdomínio de Degolados-Campo Maior.

A **Unidade da Barragem do Caia** limitada a nordeste pelo Cavalgamento de Linhares ao qual está associada importante actividade hidrotermal, testemunhada pela intensa epidotização de rochas máficas/ultramáficas(?) aí cartografadas, e a sudoeste por estreita faixa de níveis carbonatados brechificados com óxidos de ferro laminados pelo Cavalgamento de Morenos, engloba uma sequência de gnaisses félsicos finos, micaxistos e níveis calcossilicatados (com boudins de anfibolitos granatíferos).

No contacto com os níveis carbonatados, mencionados no parágrafo anterior, surge uma unidade de micaxistos granatíferos que se repete noutra faixa, a sudoeste, intercalada nas fácies típicas da Formação de Mosteiros por acidente tectónico ou apenas dobramento (contactos de difícil interpretação).

A Formação de Mosteiros surge também no ramo sudoeste da estrutura agora constituída por uma sequência monótona de xistos siliciosos micáceos e meta-pelito-psamitos com intercalações de metachertes, níveis calcossilicatados metamorfizados, anfibolitos, mármore intercalados e micaxistos. Inclui corpos hiperalcalinos, aflorantes em estreitas

faixas, de que são exemplo, os ortognaisses com nefelina associados a ortognaisses hastingsíticos e/ou riebquíticos de Arronches e de Monte da Fialha.

3.2.2. Megaestrutura de Assumar

Estrutura que se estende por aproximadamente 65 quilómetros, limitada a oeste pelo granito tardi-varisco de Aldeia da Mata (batólito de Nisa-Alpalhão-Castelo de Vide) a sul do Crato, passando por Assumar, sendo interrompida pelo maciço tardi-Varisco de Santa Eulália, aflorando por último, a nordeste de Elvas, onde é rejeitada pela Falha da Messejana (fig.3.5.).

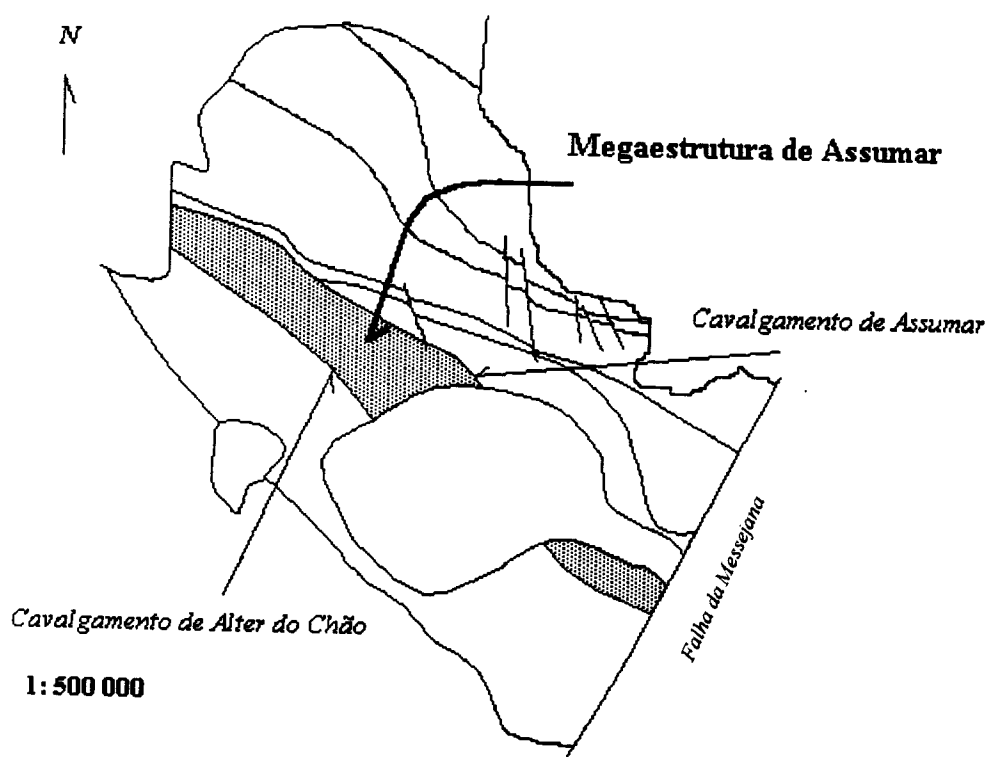


Figura 3.5. - Representação esquemática da Megaestrutura de Assumar

O seu limite norte coincide com estreita faixa de terrenos atribuídos ao Câmbrio inferior (Câmbrio de Assumar segundo *Gonçalves, 1971*) dispostos em estrutura sinclinal com os flancos laminados por acidentes cavalgantes (Cavalgamentos imbricados de Assumar),

o mais meridional dos quais surge com gnaisses hiperalcalinos associados, caracterizados por terem sofrido intensa milonitização.

A sequência do Câmbrico de Assumar é constituída da base para o topo por: meta-aglomerados poligénicos, metavulcanitos ácidos com passagens a materiais mais grosseiros (metarcoses?), calcários dolomíticos e, por último, xistos pelíticos e psamíticos.

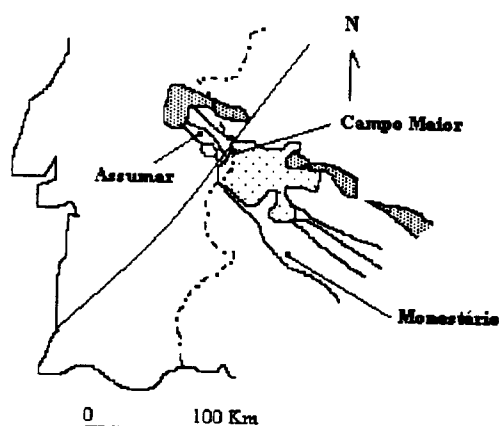
Subjacente ao Câmbrico foi identificada uma sequência precâmbrica equivalente à Formação de Mosteiros (*Gonçalves & Carvalhosa, 1994/1995*), numa faixa vergente para sudoeste cavalgante sobre o Câmbrico de Elvas através do Cavalgamento de Alter do Chão que define a fronteira Faixa Blastomilonítica / Sector de Alter do Chão-Elvas.

O Proterozóico superior é representado, de norte para sul, por: sequência de meta-pelitos e meta-psamitos, passando a micaxistos e estes a paragneisses (conjunto este intruído por corpos graníticos, alcalinos moscovíticos, gnaissificados de idade ante-varisca), sequência monótona de anfíbolitos de grão fino, com metachertes associados e, por último, ortogneisses biotíticos, ocelados, que englobam metachertes e retalhos de metassedimentos.

Esta subdivisão da Faixa Blastomilonítica foi cartografado na década de setenta (*Gonçalves et al., 1972, 1973, 1975, 1977*), não se verificando até aos dias de hoje avanço no estudo e caracterização dos terrenos que o constituem. Pelo contrário, no seu prolongamento em território espanhol (Antiforma de Olivenza-Monestério) (fig.3.6.) a publicação de trabalhos recentes (*Eguiluz, 1987; Eguiluz & Abalos, 1992; Eguiluz et al., 1993*) têm contribuído bastante para o melhor conhecimento do metamorfismo e tectónica que o afectam. Os dados de campo, petrográficos e analíticos permitiram caracterizar uma evolução metamórfica do tipo baixa pressão-elevada temperatura (LP-HT) para o metamorfismo Cadomiano (552 ± 16 Ma método Rb/Sr em rocha total, *Quesada et al., 1989; in Dallmeyer & Quesada, 1992*) representado na região.

Segundo *Eguiluz & Abalos (1992)*, é possível definir uma estrutura vergente para SW desenvolvida em terrenos atribuídos ao Proterozóico superior (Série Negra) limitada a sul por um importante Cavalgamento varisco (Cavalgamento de Monestério) e a norte por complexa estrutura sinclinal na qual se individualizaram diferentes unidades câmbricas.

O Cavalcamento de Monestério afecta o núcleo precâmbrico e separa assim: i) um bloco autóctone (a sul) constituído por uma associação de metapelitos e materiais vulcano-sedimentares (Sucessão de Tentúdia) afectados por metamorfismo de baixo grau; de ii) um bloco alóctone (a norte), que inclui um núcleo de granitóides anatóticos (Núcleo Anatótico de Monestério) passando a uma sequência de xistos e anfibolitos (Sucessão de Montemolin) onde se verifica um decréscimo do gradiente metamórfico à medida que nos deslocamos para norte, desde anatexia a condições de baixo grau (Eguiluz *et al.*, 1993).



Corte interpretativo da estrutura do Antiforma de Monestério

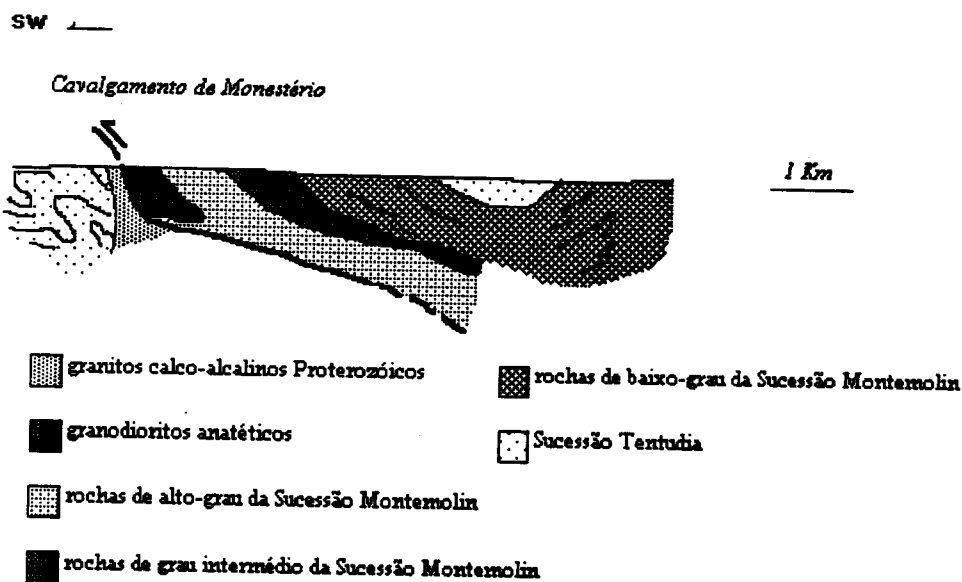


Figura 3.6. - Localização e representação esquemática em corte da estrutura do Antiforma de Olivenza-Monestério

4. Tectónica da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (FBM) e seu limite setentrional com o ACI.

Neste trabalho será descrita a estrutura de uma geotransversal que atravessa o limite ZOM / ACI e que se estende pelo sector português da ZCTBC: megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior (subdivisão da Faixa Blastomilonítica) onde afloram terrenos proterozóicos poli-metamórficos (metamorfismo desenvolvido no decurso das orogenias cadomiana e varisca), e câmbrios, menos representados.

4.1. Evidências de deformação cadomiana

Na sequência da intensa deformação transpressiva varisca registada na região, o forte achatamento acompanhado por movimentação significativa ao longo de planos de cisalhamento contribuíram decisivamente para a obliteração das estruturas anteriores precâmbrias.

Assim os escassos indícios de deformação cadomiana são em número insuficiente para avançarmos com um modelo geométrico fundamentado, ao contrário do que se verifica para o sector espanhol (*Eguiluz & Abalos, 1992*).

Nalguns casos observados, deparamos com a dificuldade em separar estruturas cadomianas de estruturas geradas nas fases variscas precoces (D2a¹), por não possuímos um controle cronológico das mesmas.

No entanto, julgamos ser importante referir a escassa informação até hoje reunida no sector português, por serem as únicas evidências incontestáveis da existência de um ciclo orogénico precâmbrio, nesta região.

Por outro lado, estamos cientes de que o avanço dos trabalhos de investigação em terrenos proterozóicos correspondentes a zonas mais afastados do núcleo da Faixa Blastomilonítica (como sejam os terrenos atribuídos à Formação de Mosteiros e incluídos

¹ D2a - fase precoce da deformação progressiva e transpressiva varisca em regime dúctil

na megaestrutura de Assumar) poderão contribuir decisivamente para o aparecimento de novos dados respeitantes à deformação cadomiana registada na ZOM.

As evidências de estruturas pré-D2b² (cisalhamento esquerdo varisco) são de dois tipos:

i) *Incontestavelmente cadomianas*: clastos afectados pela deformação varisca preservando no seu interior estruturas tectónicas anteriores, como constituintes de formações detríticas fini-proterozóicas (níveis conglomeráticos pertencentes à Formação da Urra incluída no Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela) e/ou câmbrias (níveis de aglomerados(?) do Câmbrio pertencentes à megaestrutura de Assumar - *Est. 1*);

ii) *Supostamente cadomianas e/ou variscas precoces (D2a)*: xistosidade no interior de granadas rodadas em unidades Proterozóicas (unidade de micaxistos granatíferos do Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia - *Est. 3, 4 e 5*), lineação de estiramento oblíqua aos eixos de dobras variscas em terrenos proterozóicos (metachertes da Formação de Mosteiros do Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela) e xistosidade dobrada conservada em "microlithons" limitados por clivagem de crenulação, S2b (micaxistos da Formação de Mosteiros do Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia - *Est. 2*).

4.2. Estruturas associadas à deformação progressiva e transpressiva varisca em regime dúctil (D2) e frágil (D3³).

A deformação dúctil varisca está expressa nesta região por diferentes estilos tectónicos e a diferentes escalas, que permitem individualizar vários Subdomínios com características tectonoestratigráficas e metamórficas distintas.

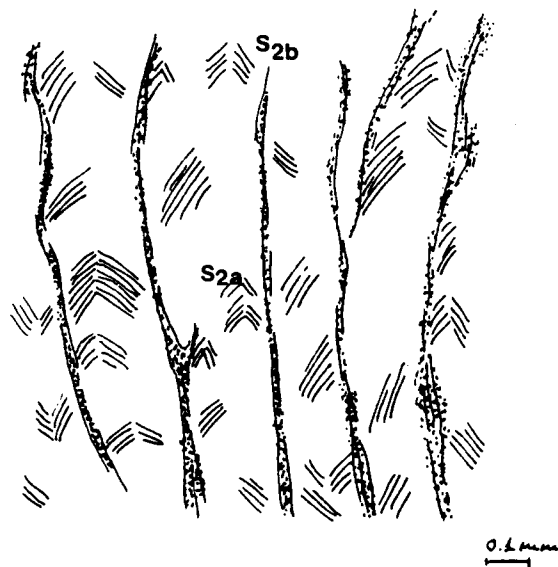
Pretendemos neste trabalho, descrever as heterogeneidades estruturais dispostas ao longo de uma geotransversal, aproximadamente, norte-sul atravessando domínios setentrionais da ZOM e zona de transição ZOM / ACI.

Ao ser descrita a deformação dúctil varisca (D2) admite-se que esta seja progressiva e que exiba diferentes padrões consoante o seu estilo de subdomínio para subdomínio.

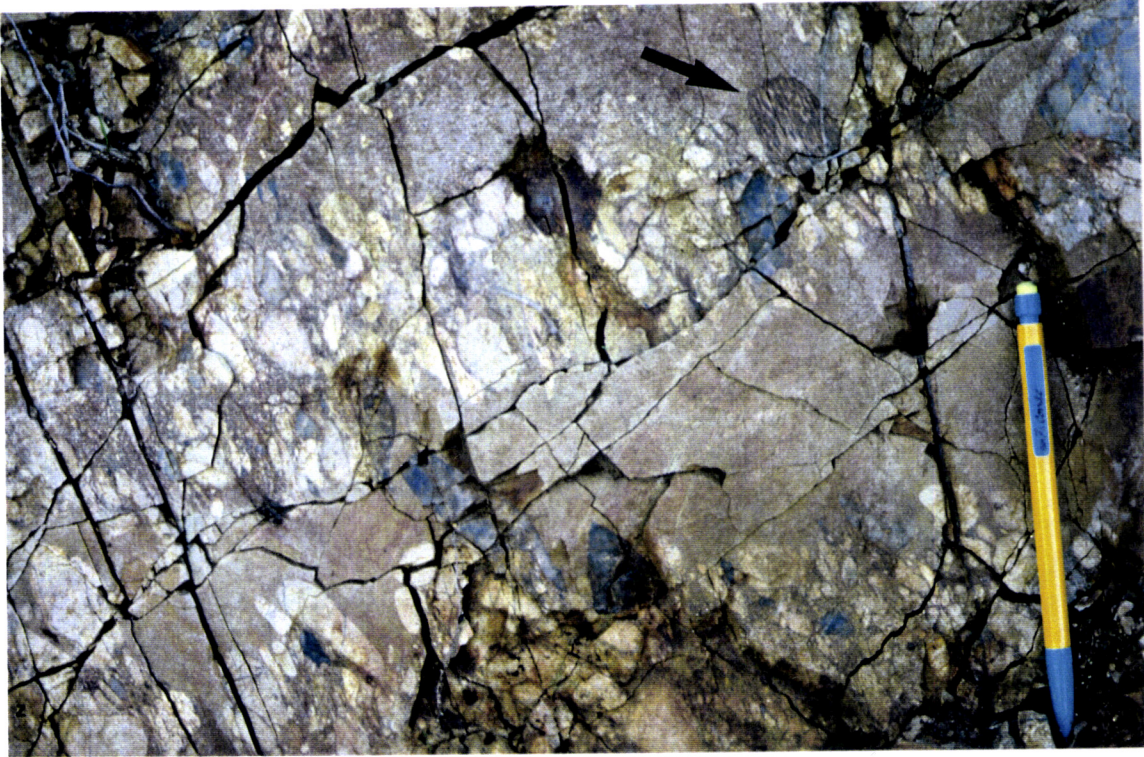
² D2b - fase de cisalhamento sinistrogiro intenso da deformação progressiva e transpressiva varisca em regime dúctil

³ D3 - fase tardia da deformação progressiva e transpressiva varisca em regime frágil

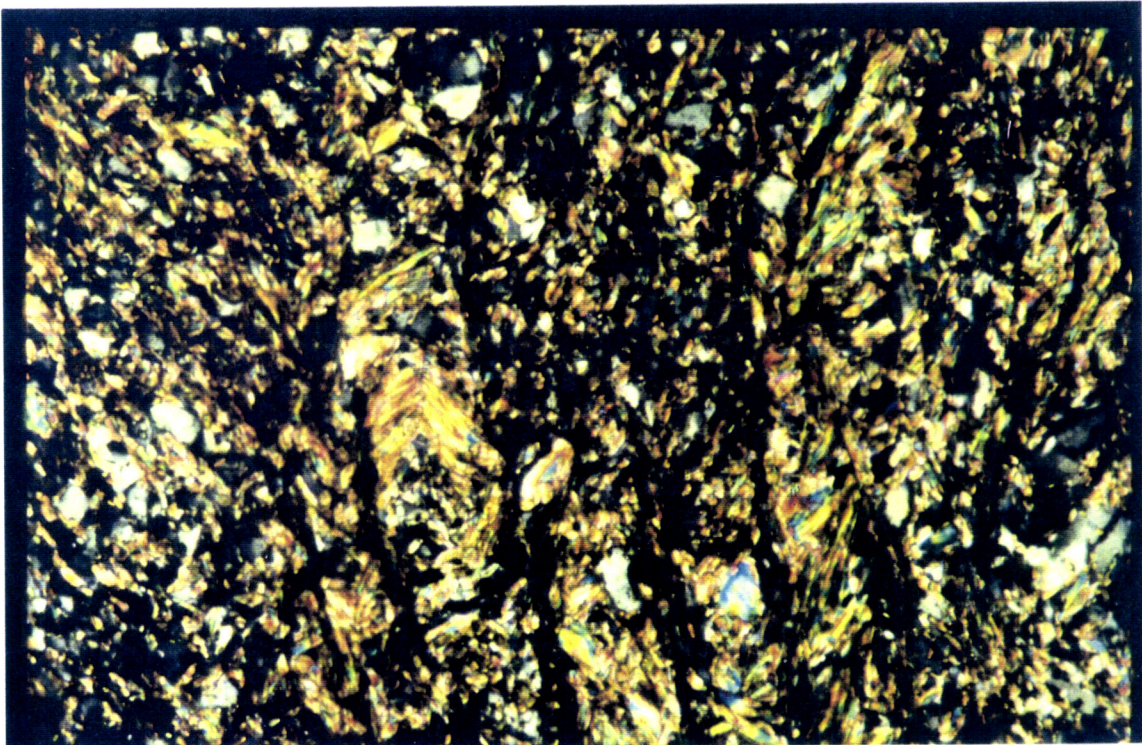
Estampa 1 - Conglomerado poligênico de base do Câmbrio de Assumar; observam-se clastos de rochas gnaissicas fêlsicas com foliação anterior e discordante com a estrutura envolvente varisca.



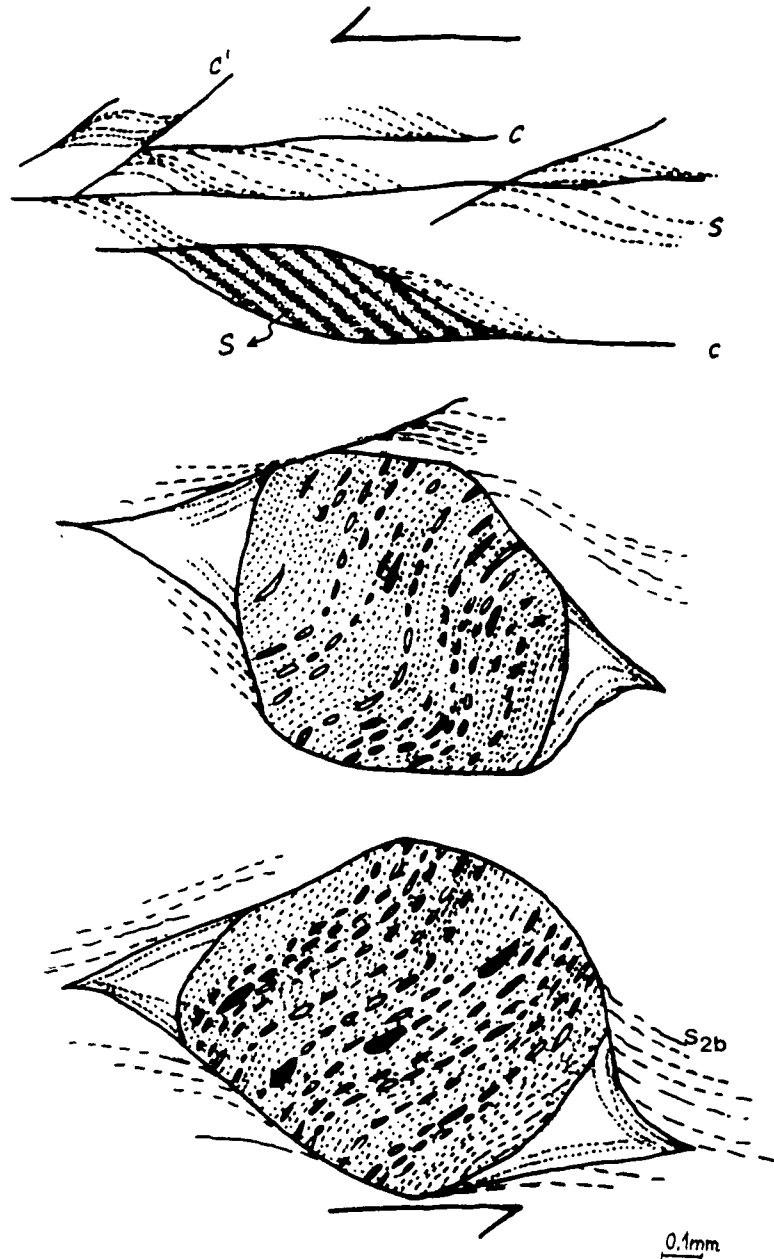
Estampa 2 - Microfotografia de micaxisto da Formação de Mosteiros (Subdomínio de Arronches - Morenos - Caia) onde se observa o desenvolvimento de clivagem de crenulação (S2b) espaçada delimitando "microlithons" que preservam uma xistosidade anterior (cadomiana? ou S2a (?)) exibindo dobramento "en chevron".



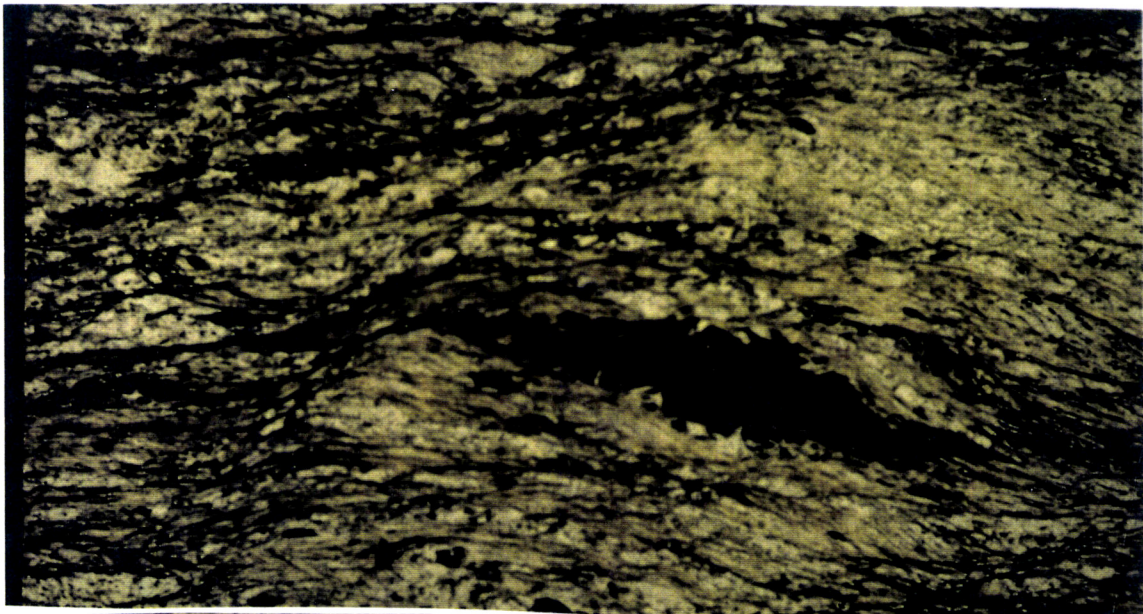
EST 1



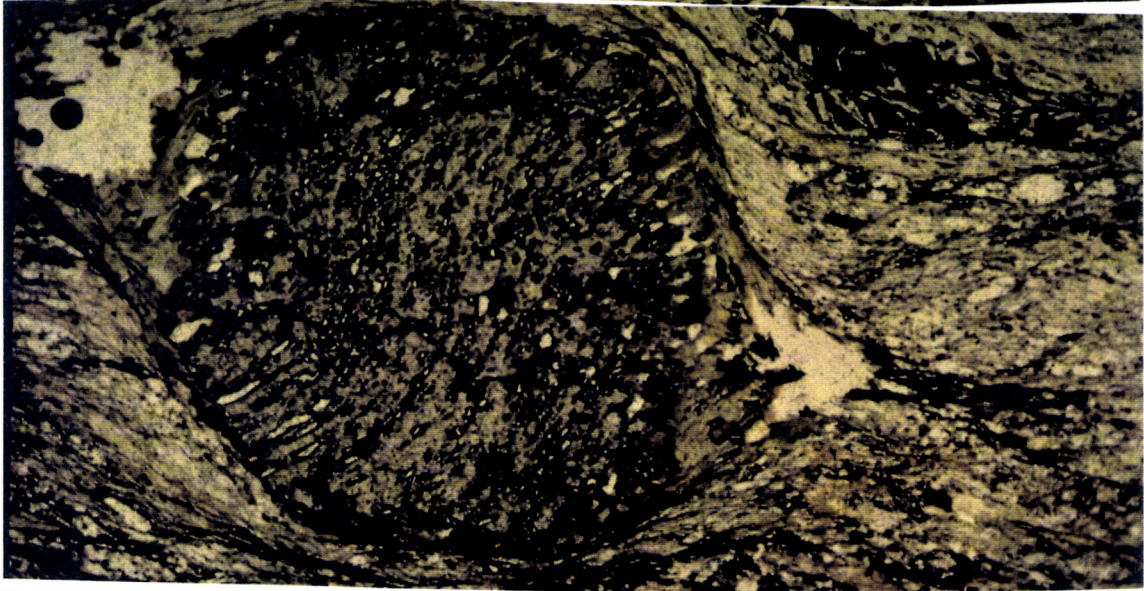
EST 2



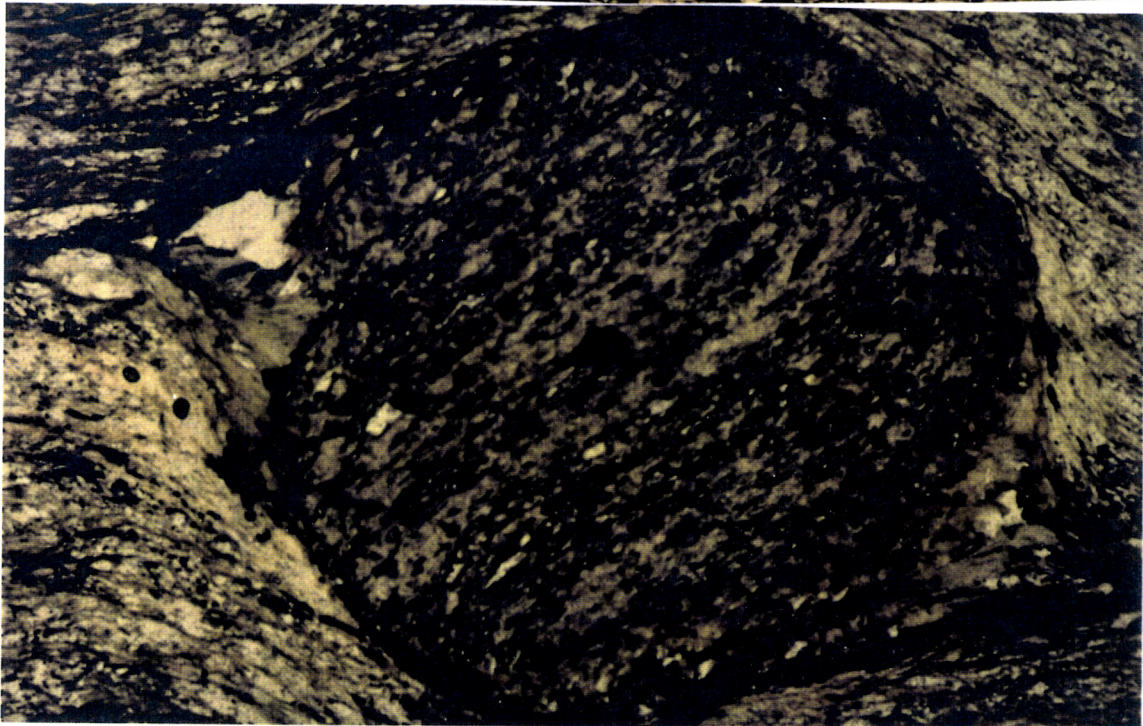
Estampas 3, 4 e 5 - Microfotografias de micaxisto granatífero (Subdomínio de Arronches - Morenos - Caia) onde se observa: (3) o desenvolvimento de planos C + S e C', de estruturas do tipo "mica fish" e (4) e (5) caudas de recristalização em granadas que indicam cisalhamento esquerdo; no entanto uma observação mais pormenorizada do interior das granadas põe em evidência: (4) uma xistosidade rodada com estruturas do tipo S compatíveis com os dados anteriores mas, também, (5) estruturas do tipo Z cuja geometria não é possível de explicar admitindo o mesmo movimento; na sequência deste raciocínio esta xistosidade preservada nas granadas é interpretada como sendo mais primitiva (cadomiana? e/ou S2a (?)) que a envolvente (S2b).



ESTs
3



4



5

Assim admitem-se três episódios (D2a, D2b e D2c), nem sempre caracterizados ao longo da geotransversal, e que apesar de serem referenciados de igual modo em diferentes subdomínios tal facto não implica a existência de uma correlação directa entre eles.

4.2.1. Zona de transição ZOM / ACI

Ainda pertencente ao ACI o subdomínio de Alegrete-Castelo de Vide-Marvão inclui terrenos tipicamente centro-ibéricos afectados por deformação varisca traduzida por uma macroestrutura sinclinal afectada por forte achatamento e desenvolvimento de estiramento em b.

Os dados são escassos já que a região será objecto de estudos posteriores no âmbito de novas linhas de investigação dirigidas para a caracterização da deformação varisca no bordo meridional do ACI.

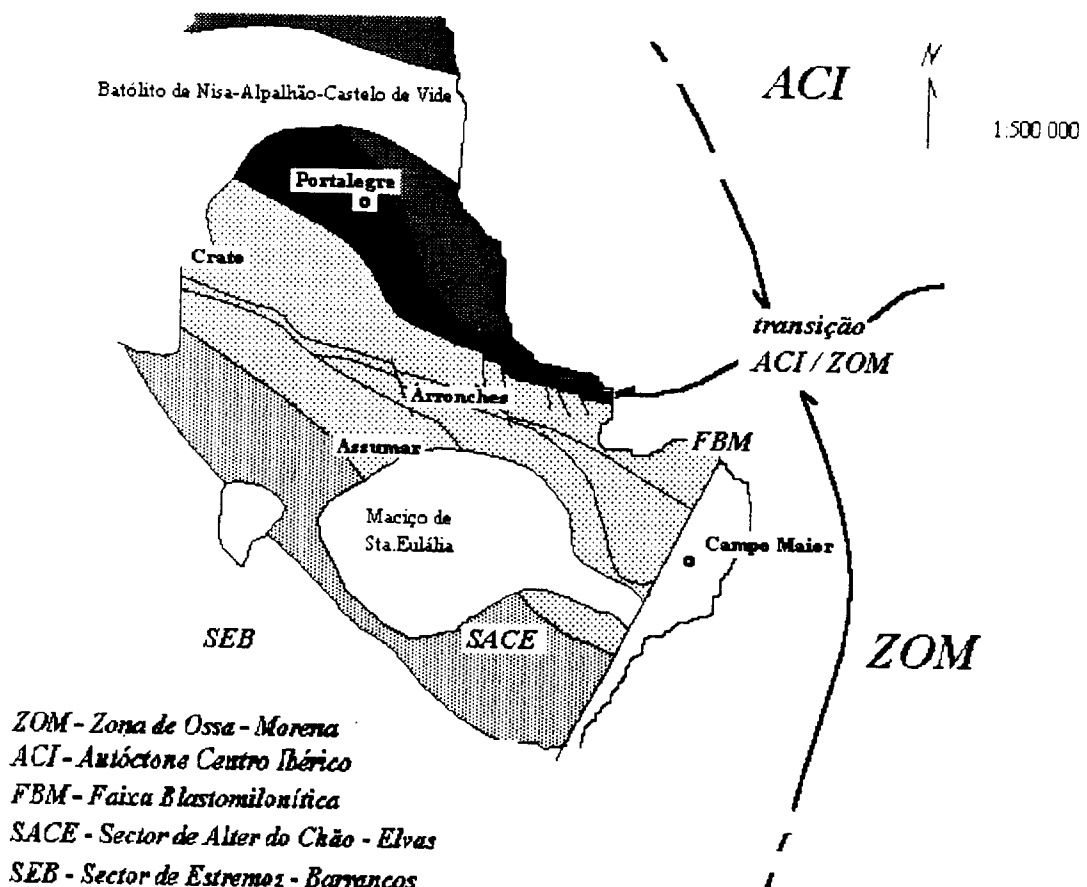


Figura 4.1. - Esquema em planta à escala 1:500 000 onde se individualiza a zona de transição ZOM / ACI (Subdomínio de Portalegre-Esperança).

A transição ZOM / ACI faz-se por uma estreita zona de cisalhamento que inclui terrenos metavulcano-sedimentares atribuídos ao proterozóico ossa-morênico (porfiróide da Formação da Urra) aos quais se sobrepõe uma sequência com fácies sedimentares de plataforma típica de domínios centro ibéricos (quartzitos armoricanos e xistos negros landeilianos) definida pelo Subdomínio de Portalegre-Esperança.

4.2.1.2. Subdomínio de Portalegre-Esperança

Este subdomínio surge limitado a norte pelo Cavalcamento de Alegrete, vergente para NE-NNE, com direcção NW-SE perto de Alegrete, passando a WNW-ESE junto a Esperança até à fronteira. Acidente tectónico este que coloca unidades proterozóicas e ordovícicas directamente sobre terrenos silúricos e devónicos incluídos no Subdomínio de Alegrete-Castelo de Vide-Marvão. A sua fronteira meridional corresponde ao Cavalcamento de Portalegre, com a mesma orientação e vergência do primeiro e que coloca em contacto terrenos atribuídos ao proterozóico sobre quartzitos ordovícicos.

**Estrutura do Subdomínio de Portalegre-Esperança
(corte da Rib^a do Abrilongo/fronteira com Espanha) Adaptado de Silva et al., 1993**

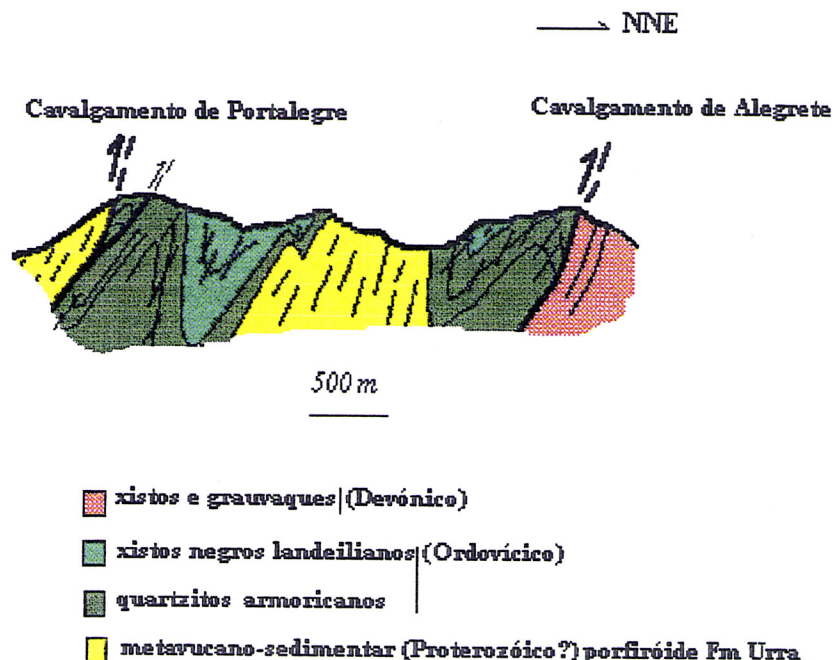


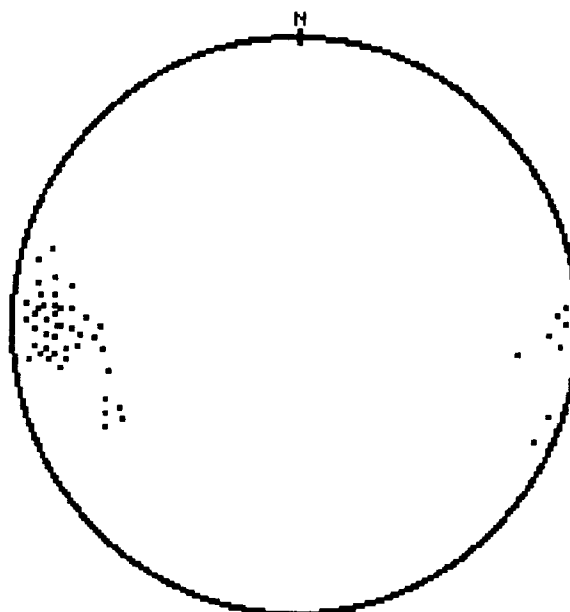
Figura 4.2. - Corte interpretativo da estrutura do Subdomínio de Portalegre-Esperança.

A estas fronteiras tectónicas está associada importante componente cavalgante oblíqua esquerda (D2b) expressa por forte lineação de estiramento mergulhando 10° a 20° para WSW (fig.4.3.).

Característica relevante deste Subdomínio é a presença de um contacto estratigráfico, discordante, Proterozóico terminal / Ordovícico inferior (*Silva et al., 1993*) afectado por dobramento e cavalgamentos imbricados, em estruturas do tipo duplex, num conjunto vergente para NE.

Subdomínio Portalegre-Esperança

Estiramento
n = 52



Schmidt net, Lower hemisphere projection

Figura 4.3. - Projecção estereográfica relativa ao estiramento no Subdomínio de Portalegre-Esperança.

À escala macroscópica definem-se estruturas (D2a) anticlinais (fig.4.4.), com a Formação da Urra e o granito tectonizado de Portalegre no núcleo, e sinclinais, com as unidades mais xistosas respeitantes ao Ordovícico na zona axial, orientadas E-W a ENE-WSW sempre com eixos a mergulharem suavemente para E-ENE e vergentes para N-NNE.

Mapa da região de Esperança , adaptado de Silva et al., 1993

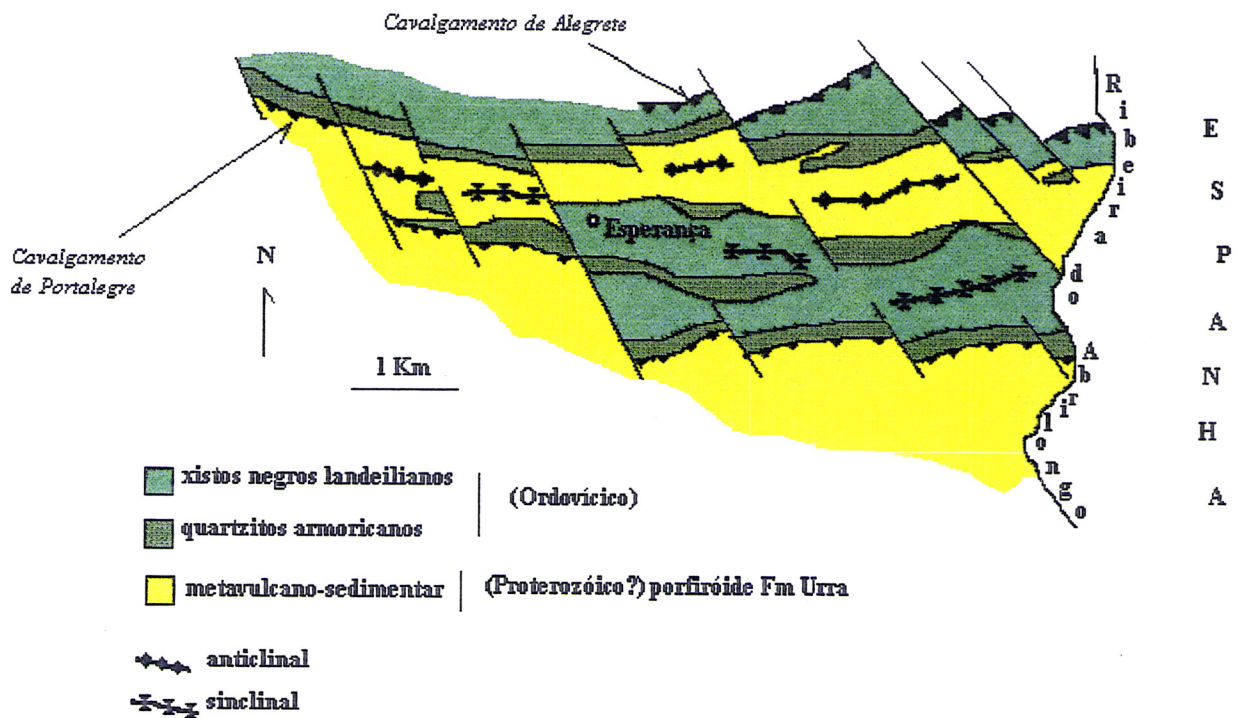
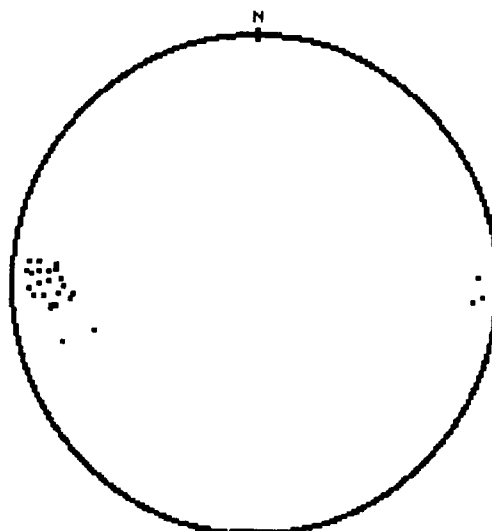


Figura 4.4. - Representação esquemática em mapa da cartografia das estruturas macroscópicas na região de Esperança-Abrilongo.

Os terrenos correspondentes à Formação da Urra apresentam xistosidade penetrativa (D2a + D2b (?)) bastante inclinada para sul à qual está associada forte lineação de estiramento mergulhante 15-20° para W (fig.4.5.).

Formação da Urra

Estiramento
n = 22



Schmidt net, Lower hemisphere projection

Figura 4.5. - Projecção estereográfica relativa ao estiramento na Formação da Urra.

Quanto à sequência detrítica ordovícica observa-se desenvolvimento de clivagem xistenta muito penetrativa nos níveis mais pelíticos e desenvolvimento de clivagem de fractura nos níveis inferiores mais grosseiros.

Perto do Cavalcamento de Portalegre predominam acidentes cavalgantes associados em estruturas do tipo duplex (fig.4.6.). O mecanismo de deformação induz o aparecimento de dobras menores assimétricas (D2b) e vergentes para NE cujos eixos mergulham 10 a 15° graus para E-ENE. Nos níveis de xistos negros, representados por leitos centimétricos intercalados nas espessas camadas métricas de quartzito armoricano (Est.6), é possível caracterizar a movimentação oblíqua esquerda associada aos cavalgamentos (génese de lineação de estiramento fazendo um ângulo inferior a 30° com os eixos das dobras menores).

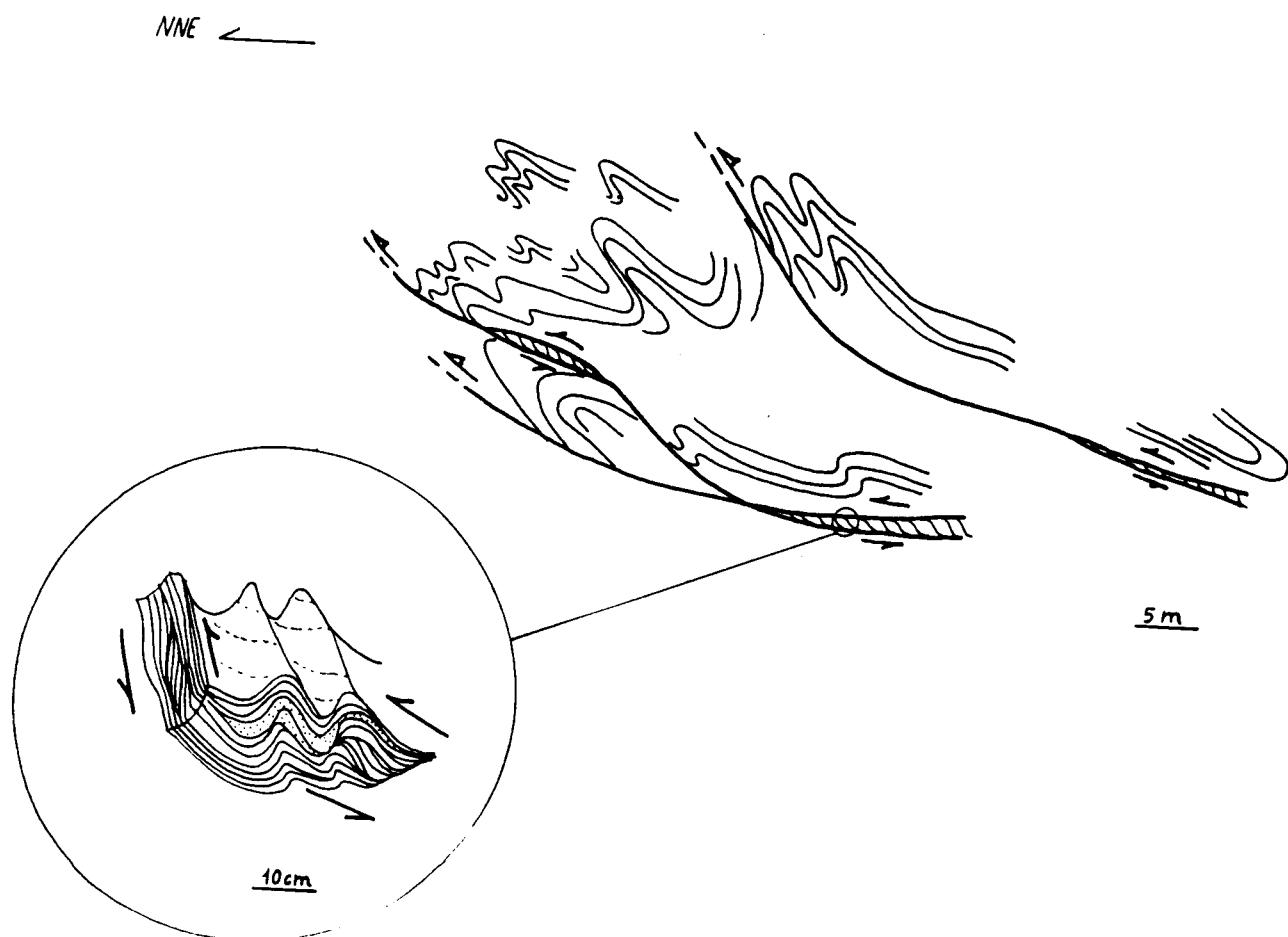
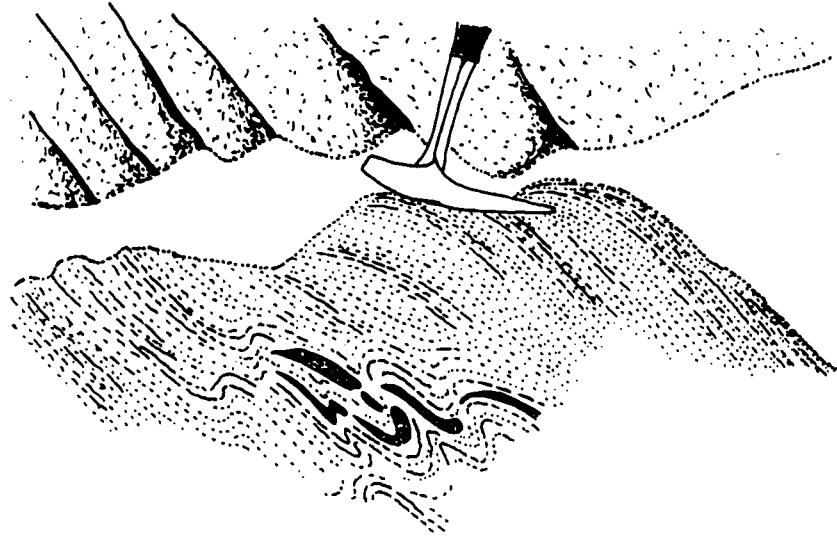


Figura 4.6. - Esquema com representação de estruturas do tipo duplex a afectarem seqüência de bancadas de quartzitos armóricanos; pormenor de dobras menores (D2b) em níveis pelíticos intercalados na espessa seqüência de quartzitos vergentes para NE e com lineação de estiramento oblíqua aos eixos, indicando componente cavalgante esquerda.

No corte da estrada S.Tiago - Alegrete (fig.4.7.) é possível observar-se nas bancadas de quartzitos armóricano, que sofreram intensa "boudinage" ao longo de um plano de cavalgamento, uma lineação de estiramento (D2a) sub-horizontal preservada nos boudins, contrastante com o estiramento (D2b) bastante inclinado desenvolvido nos níveis mais xistentos do landeiliano.



Estampa 6 - Fotografia de dobras menores D2b vergentes para NE em níveis pelíticos, planos preferências para instalação de planos de cavalgamento a afectarem a espessa sequência de quartzitos armoricanos (Crista quartzítica de Água de Alta).



EST 6

**Corte interpretativo da estrutura do tipo duplex
Subdomínio de Portalegre-Esperança (estrada S.Tiago-Alegrete)**

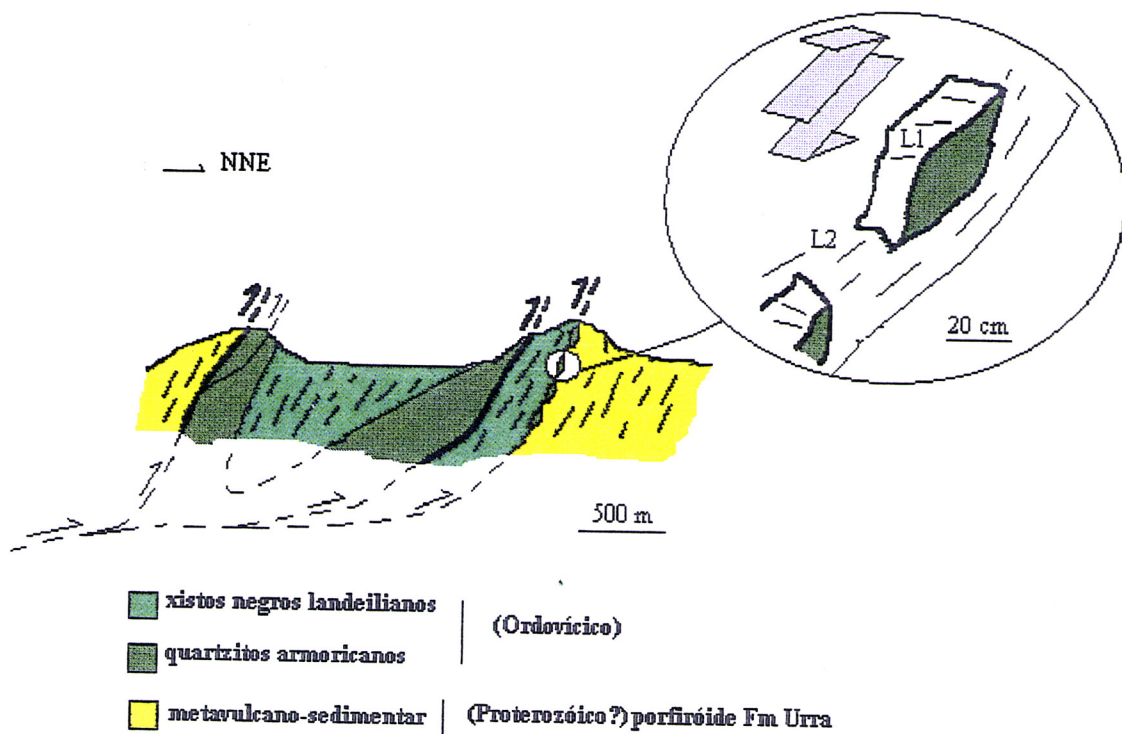


Figura 4.7. - Acidentes cavalgantes a definirem vergência para NE; pormenor de boudins em quartzito armoricano com lineação de estiramento sub-horizontal preservada; corte da estrada S.Tiago-Alegrete.

A fracturação tardi-varisca (D3) produziu desligamentos direitos NNW-SSE (perto de Alegrete) e NW-SE (junto à fronteira) a afectarem o conjunto Proterozóico e Ordovícico, rotação esta interpretada como um estrutura em dominó ("book-shelf") atribuída ao movimento sinistrógiro actuante na referida zona de cisalhamento (Sanderson et al., 1991) (fig.4.8.).

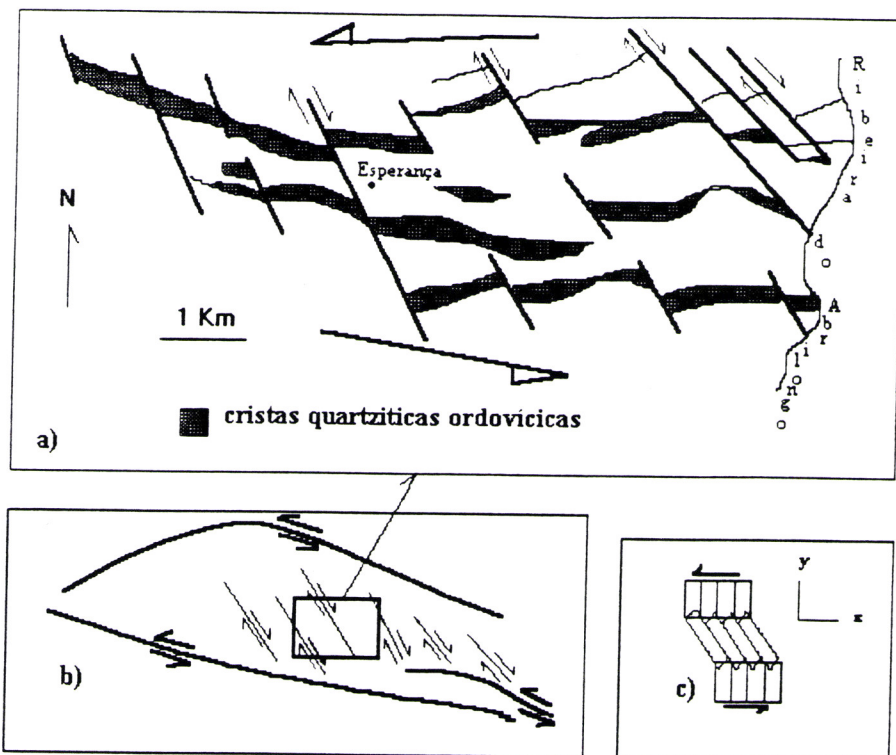


Figura 4.8. - Modelo esquemático para a génese das estruturas tardi-variscas no Subdomínio de Portalegre-Esperança (adaptado de Sanderson et al., 1991).

4.2.2. Megaestrutura do Crato - Arronches - Campo Maior (FBM)

No que diz respeito à megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior definiram-se três subdomínios com características tectono-estratigráficas e metamórficas distintas, de norte para sul (fig.4.9.):

- i) Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela;
- ii) Subdomínio de Degolados-Campo Maior;
- iii) Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia.

**Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior
(Faixa Blastomilonítica, FBM) e seu limite setentrional
com o Autóctone Centro Ibérico (ACI)**

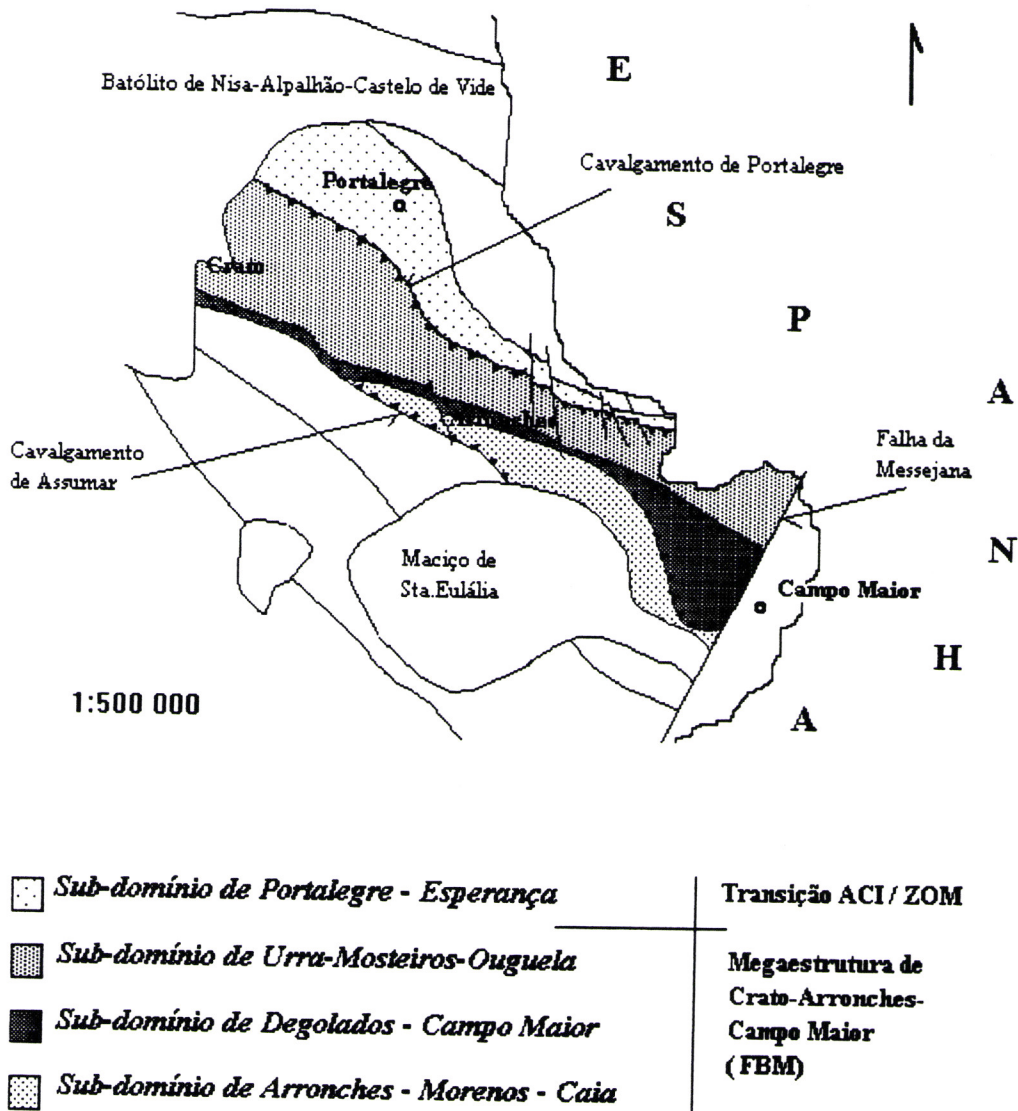


Figura 4.9. - Esquema em planta à escala 1:500 000 onde se individualiza a megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior e a sua divisão no Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela, no Subdomínio de Degolados-Campo Maior e no Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia.

4.2.2.1. Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela

Representando o ramo nordeste da FBM que, sendo o menos desenvolvido, inclui terrenos precâmbrios e câmbrios correspondentes a andares estruturais distintos e delimitados por importantes acidentes cavalgantes vergentes para NE.

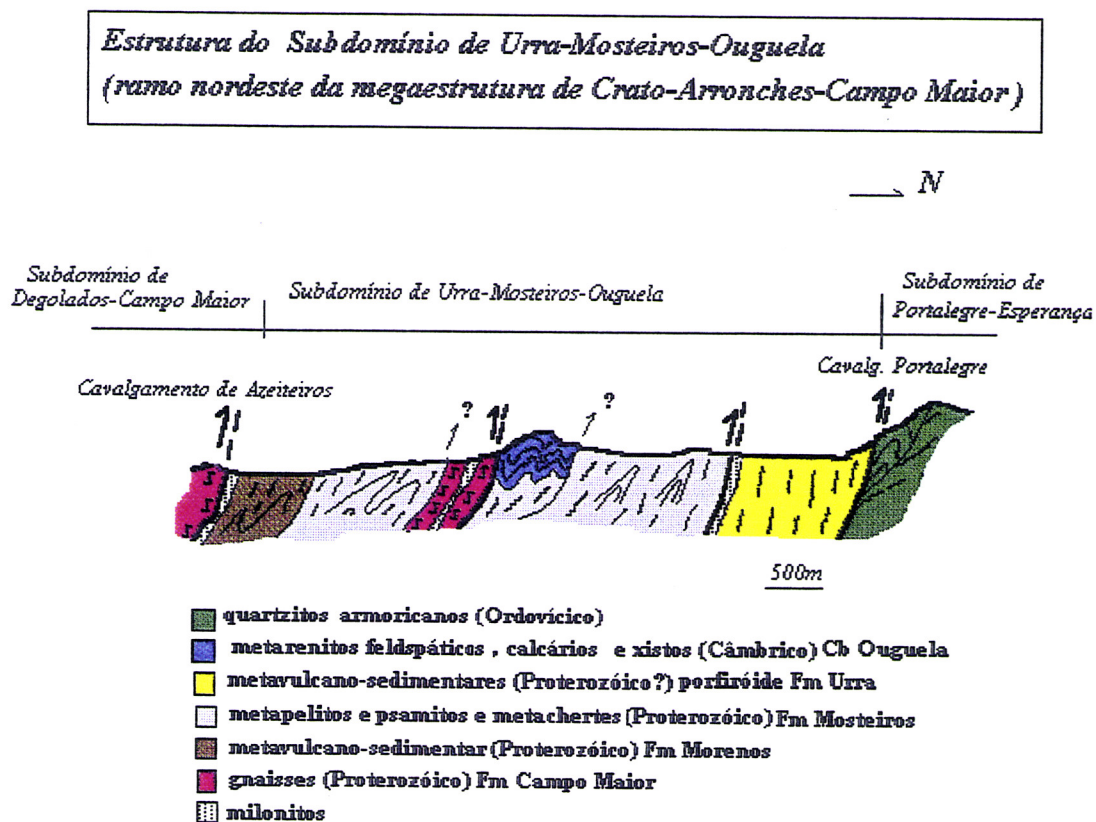


Figura 4.10. - Corte interpretativo da estrutura do Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela

Mais uma vez é posta em evidência a intensidade e heterogeneidade da deformação dúctil onde o grau de achatamento é elevado e variável segundo faixas paralelas à direcção regional, NW-SE, das estruturas variscas.

O contacto setentrional deste subdomínio é marcado pelo carvalgamento do porfiróide da Urra sobre os quartzitos ordovícicos (Carvalgamento de Portalegre), que bisela a mancha de precâmbrio à medida que nos deslocamos para território espanhol.

A xistosidade apresenta orientação NW-SE a WNW-ESE, inclinando fortemente para SW (Fig.4.11.a), com lineação de estiramento a mergulhar para NW e, também para SE (Fig.4.11.b)

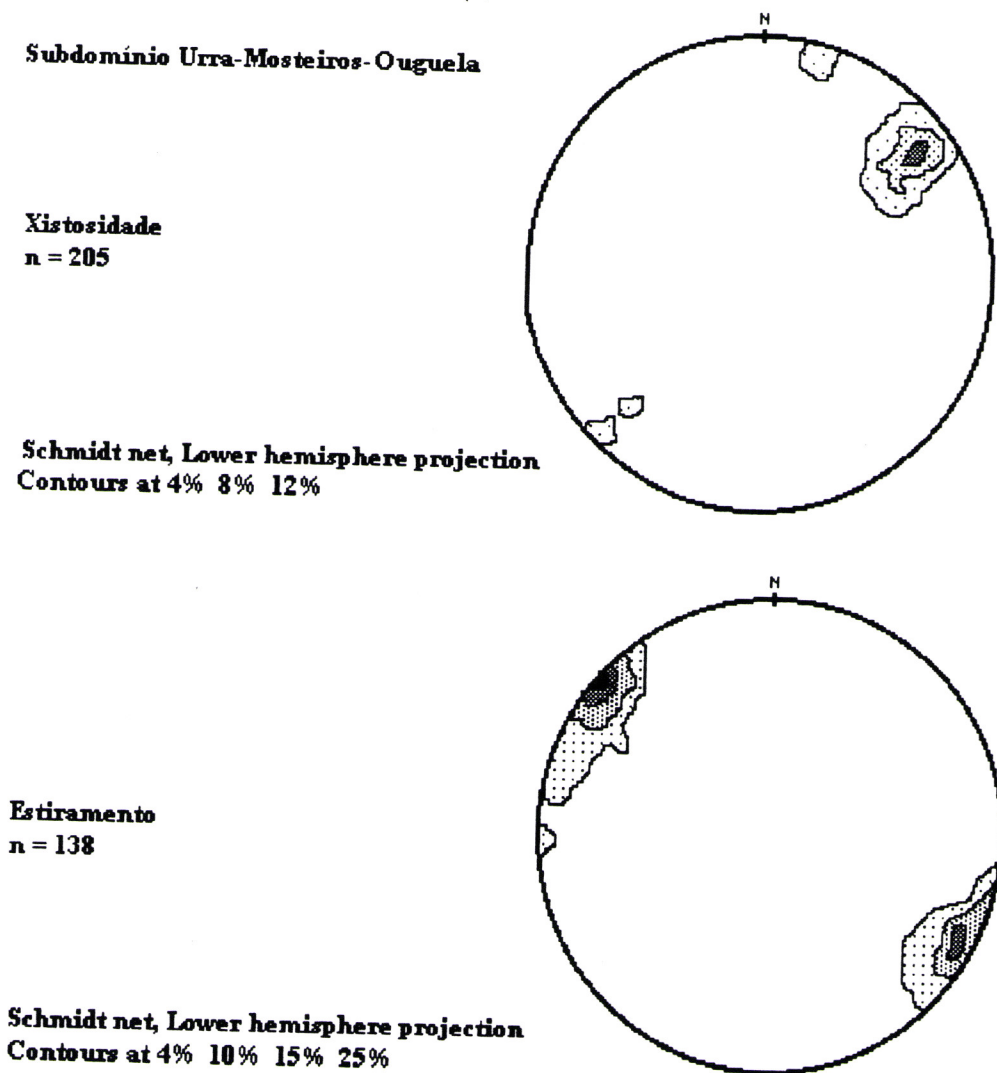


Figura 4.11. - Projecção estereográfica da: a) xistosidade e b) lineação de estiramento do subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela

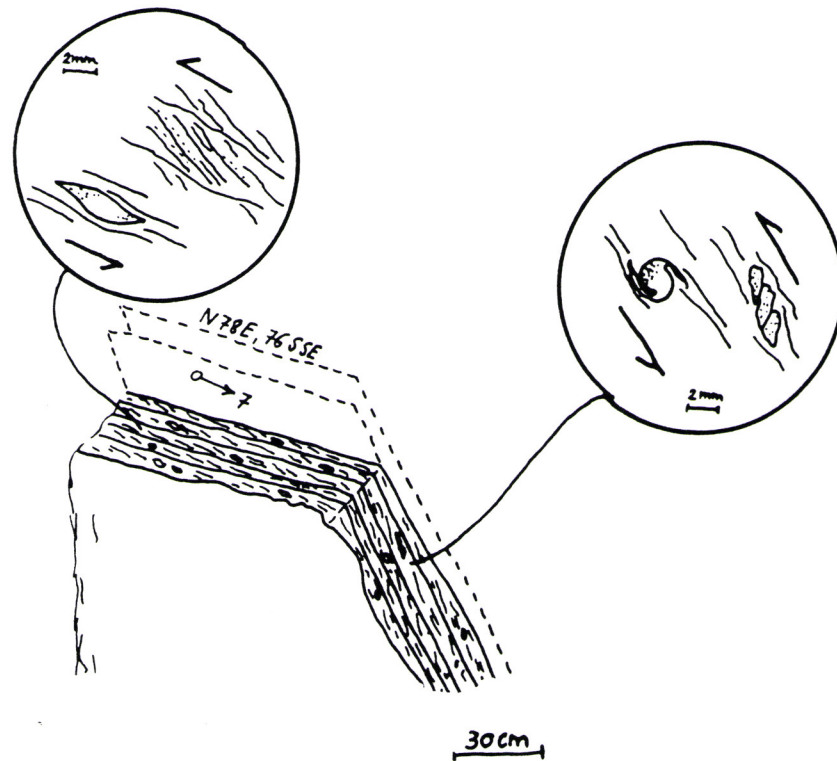


Figura 4.12. - Critérios cinemáticos em rocha porfiróide, que permitem caracterizar a componente de movimento cavalgante e sinistrógiro; Planos C + S, estruturas do tipo σ e do tipo delta δ (Formação da Urra).

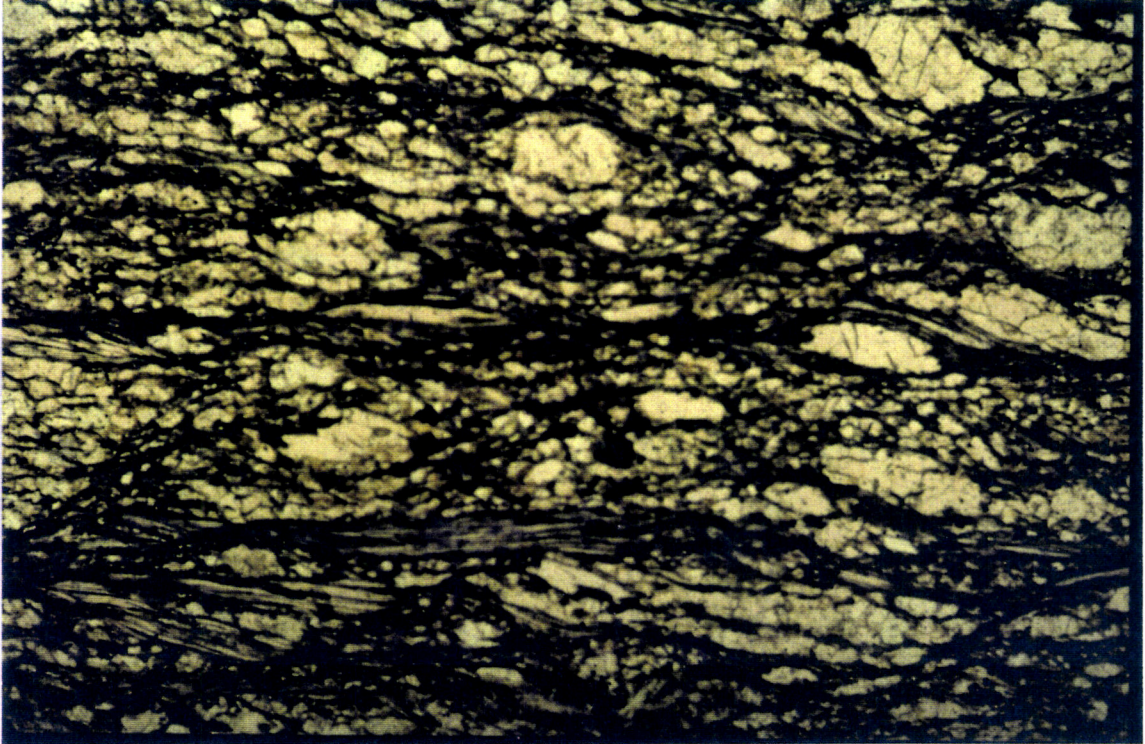
O contacto Formação da Urra / Formação de Mosteiros faz-se por acidente. É notória a intensificação da deformação e a milonitização assim que nos aproximamos do referido limite.

Na Formação de Mosteiros identificam-se dobras apertadas isoclinais, em metachertes, com eixos subhorizontais e vergência para NE com desenvolvimento de xistosidade, bastante inclinada para SW, nos níveis pelítico-psamíticos.

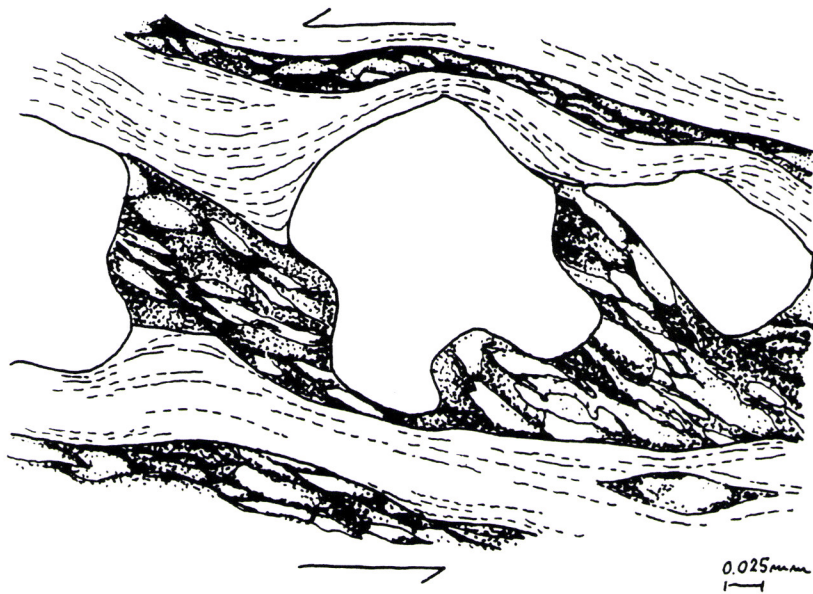
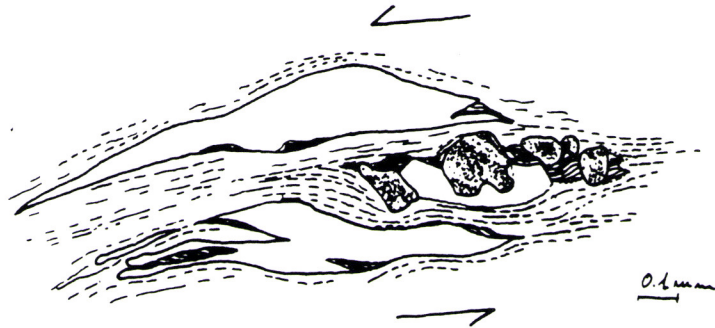
O contacto com o Subdomínio de Degolados-Campo Maior é marcado por um corredor de ultramilonitos a afectarem um protólito com possível origem vulcano-sedimentar (Formação de Morenos, *Gonçalves & Oliveira, 1986*), separando uma unidade com grau metamórfico baixo, a norte, de uma formação (Formação de Campo Maior, *Gonçalves & Oliveira, 1986*) com alto grau metamórfico, a sul.



Estampa 7 - Microfotografia de um meta-psamito com desenvolvimento de planos C + S e C' indicando movimentação sinistrógiara; secção XZ (Formação de Mosteiros).



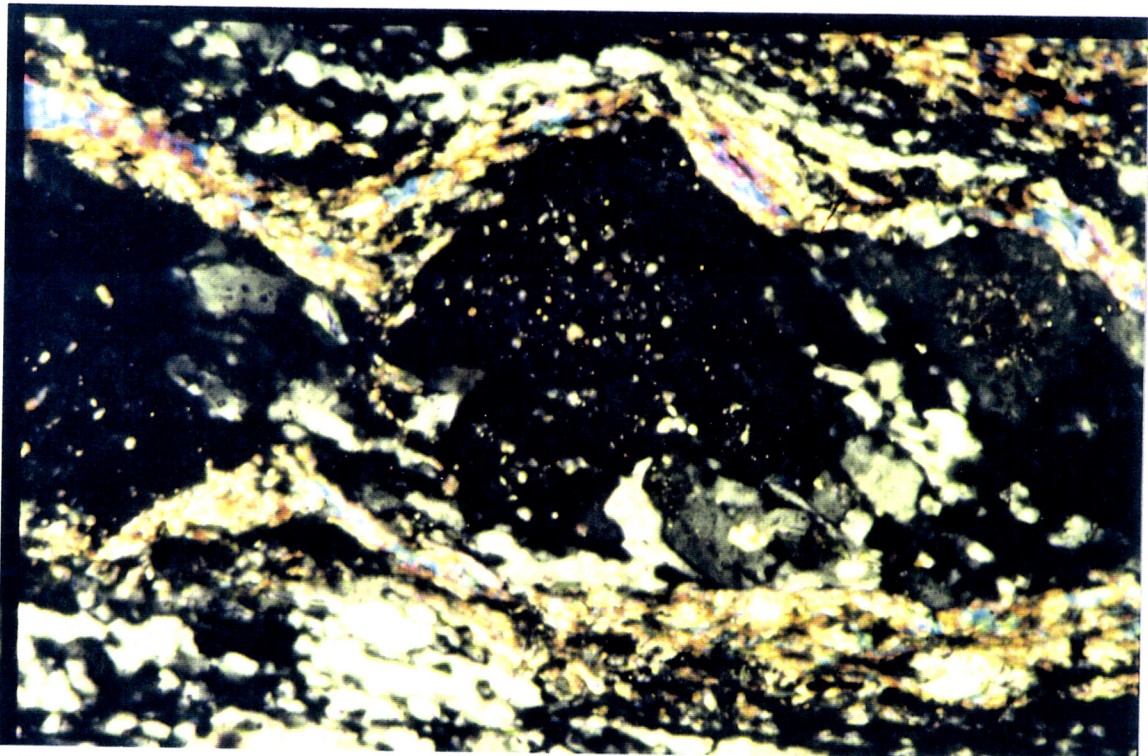
EST 7



Estampas 8 e 9 - (8) Microfotografia onde está expressa a intensa milonitização associada ao limite meridional do Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela (cavalgamento de Azeiteiros); rocha vulcano-sedimentar (?) da Formação de Morenos; (9) pormenor de um grão de quartzo fracturado evidenciado estrutura em dominó ("book-shelf") observando-se recristalização dinâmica com crescimento oblíqua à foliação milonítica, indicadores de movimentação esquerda.



EST 8



EST 9

O conjunto de litologias atribuídas ao Câmbrio de Ouguela está afectado por dobramento pouco acentuado com dobras cilíndricas com eixos sub-horizontais, WNW-ESE e desenvolvimento de clivagem xistenta e/ou de fractura WNW-ESE inclinada para SW.

A presença de estruturas sedimentares (marcas de ondulação, granotriagem, etc) e a distribuição das estruturas planares permitem definir uma estrutura dobrada vergente para NE, correspondente a um nível estrutural superior (?), limitada sul e provavelmente a norte por acidentes cavalgantes.

A tecto do Câmbrio de Ouguela surgem gnaisses blastomiloníticos com granadas, provavelmente pertencentes à Formação de Campo Maior (?). Nesta cunha a foliação mantém-se concordante com a regional mas assiste-se a variações no sentido do mergulho da lineação de estiramento, de W-WSW para E-ENE, o que poderá ser explicado, em regime de deformação progressiva, se admitirmos o dobramento de uma xistosidade e lineação de estiramento associada precoces.

4.2.2.2. Subdomínio de Degolados-Campo Maior

Representa a raiz da FBM e da geometria em leque que se desenvolve por toda a ZOM. Inclui níveis estruturais profundos representados por gnaisses migmatíticos félsicos, por vezes, intensamente blastomilonitizados, onde se encontram pequenas massas de rocha máfica / ultramáfica (Ribeira do Caia) com paragénese relíquia de alto grau (*Mata & Munhá, 1986*).

A foliação milonítica traduzida por um bandado composicional muito marcado definido pela alternância de bandas leucocráticas e melanocráticas, próxima da sub-verticalidade, inclina para SW perto do limite norte com o Subdomínio de Urra-Mosteiros-Ouguela (Cavalgamento de Azeiteiros) e faz-se acompanhar de lineação de estiramento com pendor suave para WNW-NW com variações para ESE-SE. Os critérios cinemáticos observados à escala micro e mesoscópica indicam movimentação sinistrógira (fig.4.14.).

Na faixa central onde a foliação se dispõe verticalizada a lineação de estiramento surge sub-horizonta. Observam-se corredores fortemente milonitizados (blastomilonitos), com redução da granularidade, intercalados no envolvente gnaisso-migmatítico que raramente

desenvolve dobras muito apertadas com eixos sub-horizontais orientados segundo NW-SE.

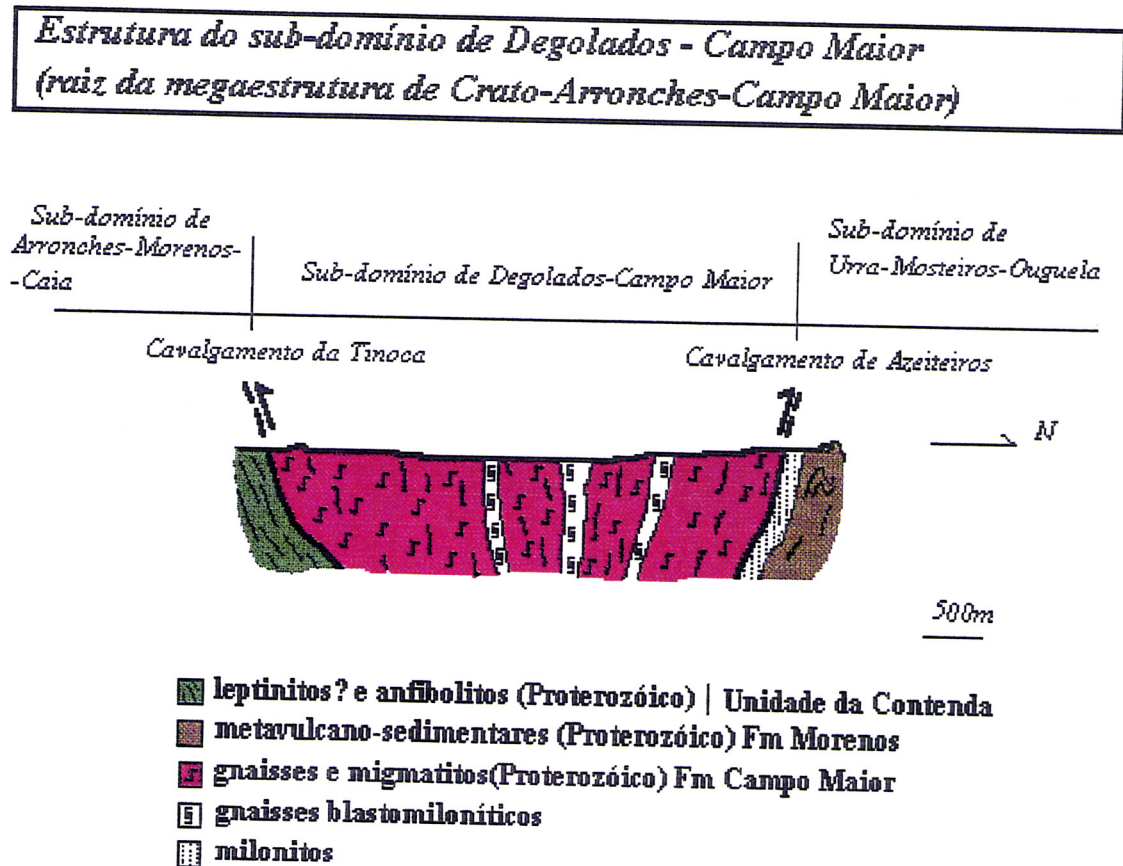


Figura 4.13. - Corte interpretativo da estrutura do Subdomínio de Degolados-Campo Maior

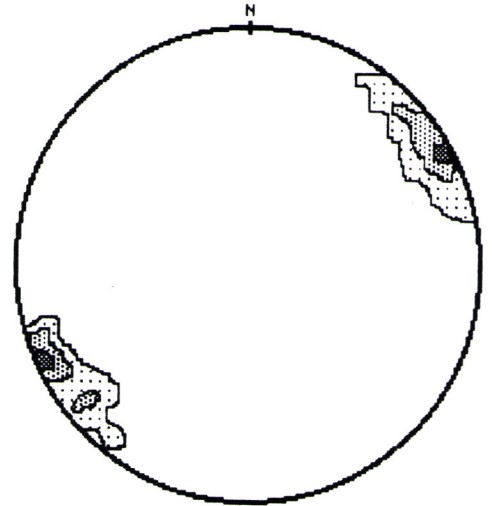
Na proximidade do Cavalgamento da Tinoca, vergente para SW, a foliação passa a inclinar para NE, definindo assim o início da área de influência do ramo sudoeste da macroestrutura em leque, com a lineação de estiramento a mergulhar para SE e critérios cinemáticos indicadores de movimentação esquerda.

Este acidente coloca em contacto unidades tectono-metamórficas distintas, limite comprovado por evidente salto metamórfico (gnaiesses migmatíticos, a norte, e um complexo leptino(?)-anfíbólico, a sul). Apresenta, por seu turno, continuidade expressa por mineralizações associadas e pelo desenvolvimento de brecha intensamente deformada.

Subdomínio Degolados-Campo Maior

Foliação
n = 146

Schmidt net, Lower hemisphere projection
Contours at 4% 8% 12%



Estiramento
n = 96

Schmidt net, Lower hemisphere projection
Contours at 10% 20% 30%

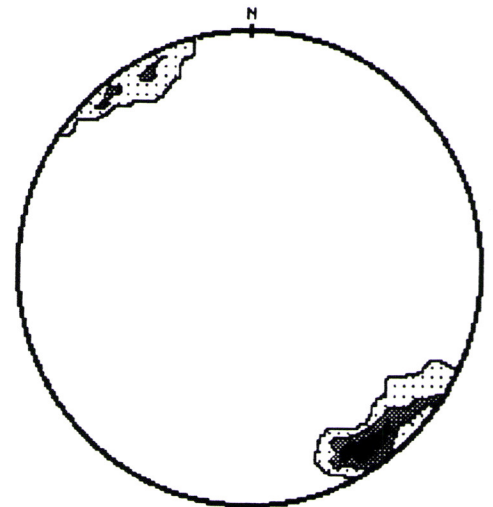
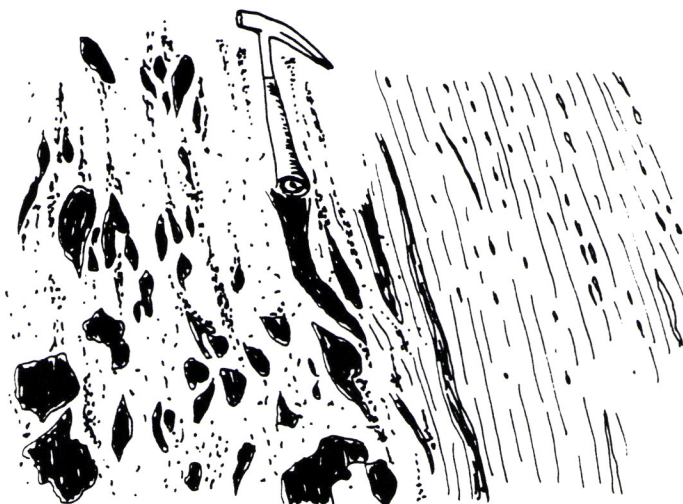
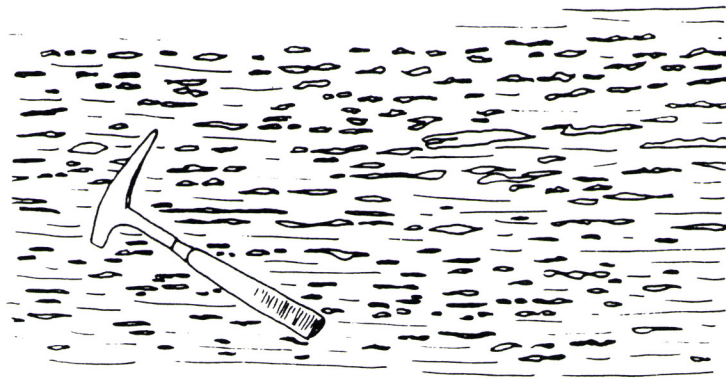


Figura 4.14. Projecção estereográfica da foliação e lineação de estiramento do subdomínio de Degolados Campo Maior.

Entre Degolados e Campo Maior aflora extensa mancha constituída por rochas granulares básicas/ultrabásicas no que se designa por lopólito de Campo Maior. Verifica-se que a foliação desenvolvida nos gnaisses migmatíticos inclina para o interior do corpo intrusivo, acompanhando em direcção o seu contorno curvilíneo.



Estampas 10, 11 e 12 - Conjunto de fotografias que ilustra a passagem (10) de corredores blastomiloníticos (11) extremamente orientados, a migmatitos (12) com texturas de fluxo caótico (Formação de Campo Maior, Ribeira do Caga-no-Ninho).



ESTs
10



11



12

4.2.2.3. Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia

Representa o ramo sudoeste da FBM subdividido, com base em critérios cartográficos, em diferentes unidades tectonolitológicas caracterizadas pelo conteúdo litológico e estilo tectónico, geometria e cinemática das estruturas associadas.

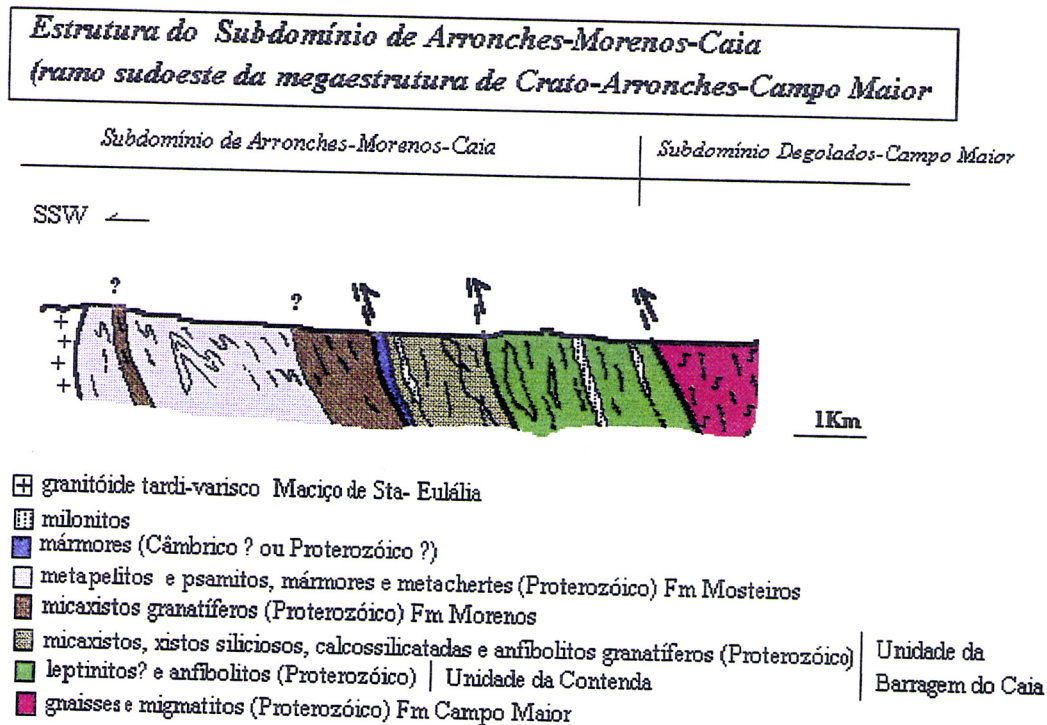


Figura 4.15. - Corte interpretativo da estrutura do Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia

Neste Subdomínio a foliação milonítica apresenta orientação NW-SE a NNW-SSE, inclinando para NE, com lineação de estiramento associada a mergulhar para SE (fig.4.16.).

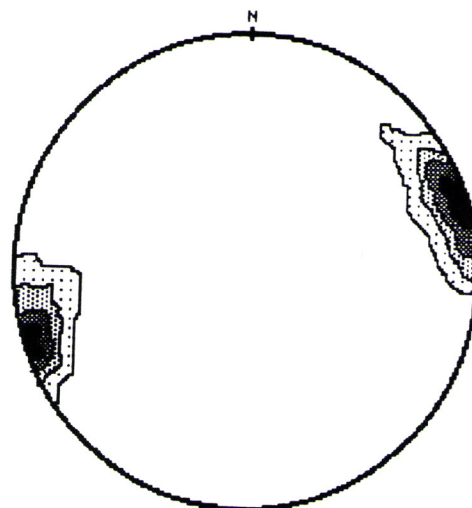
É evidente a passagem brusca de fácies gnáissico-migmatíticas de grão grosseiro do Subdomínio de Degolados-Campo Maior para as fácies de grão fino característico das rochas félsicas quartzo-feldspático-sericíticas (leptinitos?) que constituem a Unidade da Contenda. *Oliveira et al. (1985)*, sugeriram a existência de um contacto de natureza

tectónica nesta posição, ao qual está associada actividade hidrotermal e consequente concentração de mineralizações de sulfuretos e magnetite (exemplo: mina da Tinoca).

Subdomínio Arronches-Morenos-Caia

Xistosidade
n = 329

Schmidt net, Lower hemisphere projection
Contours at 2% 5% 10% 15%



Estiramento
n = 177

Schmidt net, Lower Hemisphere projection
Contours at 5% 15% 30% 50%

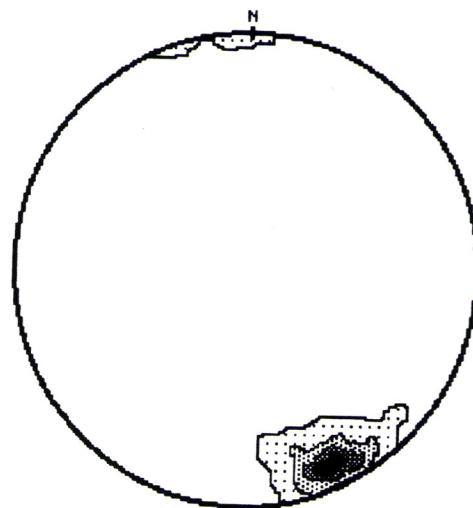


Figura 4.16. - Projecção estereográfica do estiramento relativo ao Subdomínio de Arronches-Morenos-Caia

Observam-se neste conjunto, termos miloníticos, de grão muito fino, nos quais é possível observar recristalização dinâmica nos feldspatos e quartzo, aparecendo este em fitas, onde se observa extinção ondulante.

Em secções XZ observam-se vários critérios cinemáticos: estruturas C-S, porfiroclastos com geometrias sigmóidais e estruturas do tipo “mica-fish” que permitem deduzir de acordo com a foliação a inclinar para NE, deslocação no sentido topo para NW congruente com a movimentação regional esquerda.

A muro da unidade leptino?-anfíbólica, descrita anteriormente, surge a Unidade da Barragem do Caia constituída essencialmente por níveis calcossilicatados com intercalações de rochas básicas e/ou ultrabásicas(?), xistos siliciosos e micaxistos.

Nesta unidade os termos máficos apresentam-se anfibolitizados e, por vezes com intensa epidotização, processo que oblitera as texturas e mineralogia originais.

Por outro lado, é de referir a existência de intensa boudinage a afectar anfibolitos granatíferos no interior de níveis calcossilicatados, cujas granadas preservam uma foliação anterior àquela identificada nos boudins (fig.4.17.).

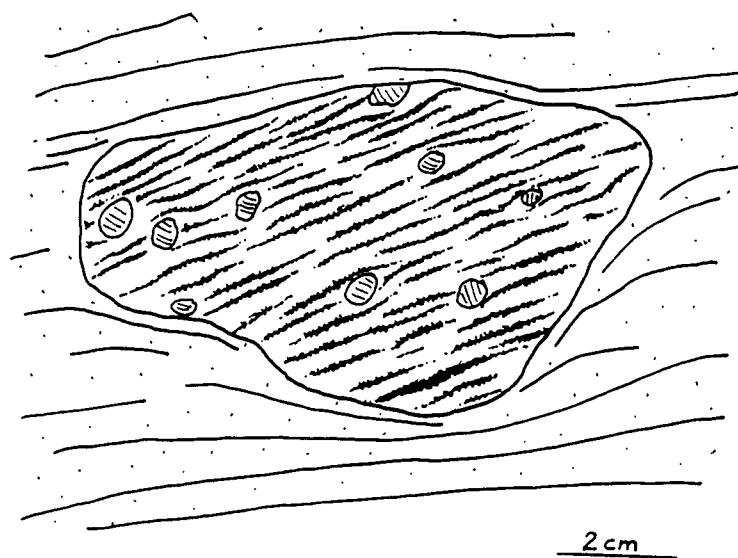
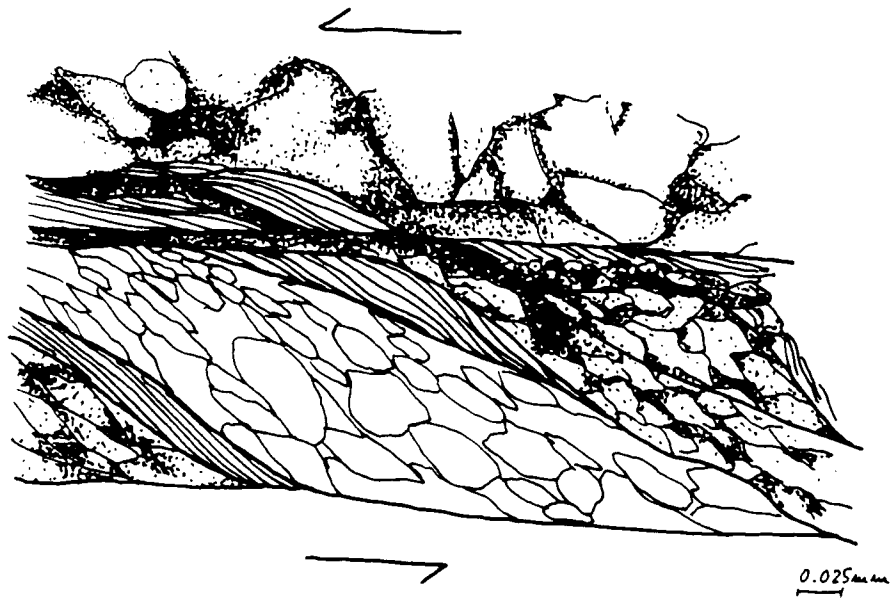
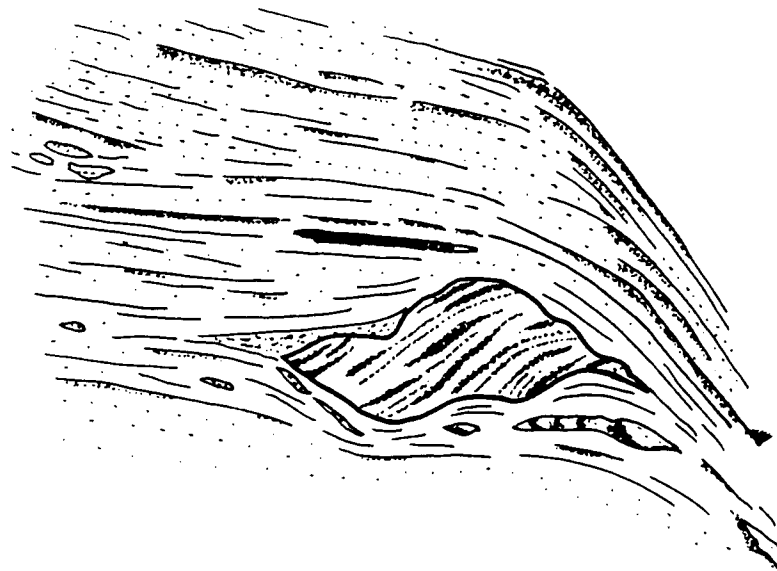


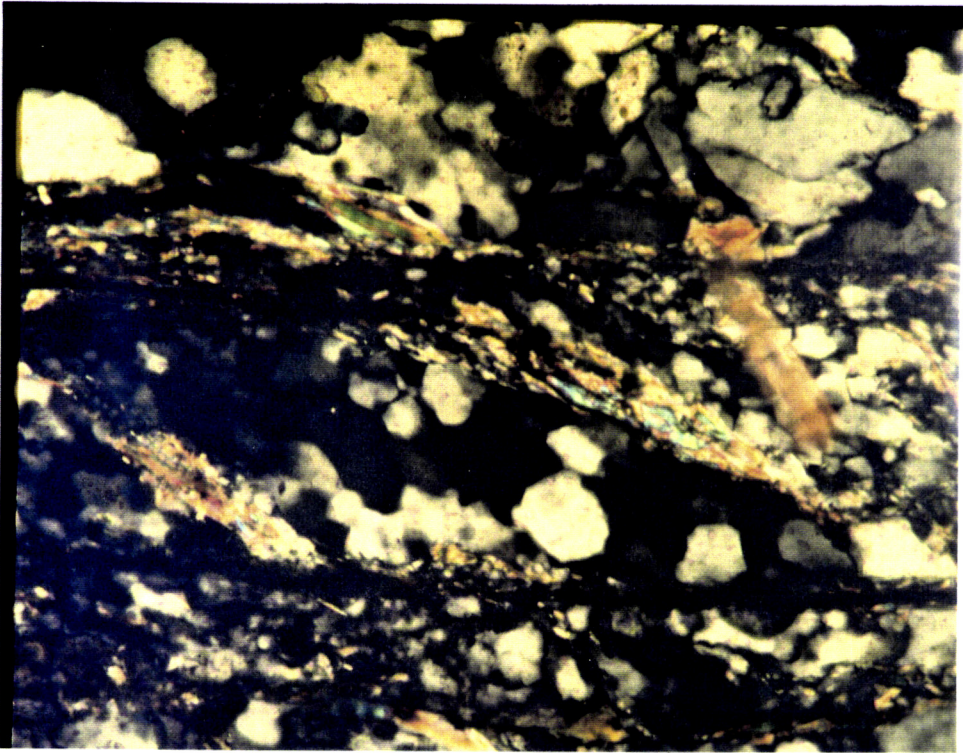
Figura 4.17. - Esquema de pormenor onde se ilustra a existência de um xistosidade interna às granadas e discordante com as envolventes (anfíbrito granatífero da Unidade da Barragem do Caia).



Estampa 13 - Microfotografia onde é posta em evidência a recristalização dinâmica no interior de um grão de quartzo com crescimento oblíquo às fronteiras do mesmo; movimentação esquerda (leptinitos? da Unidade da Contenda).



Estampa 14 - Fotografia com boundin de anfíbolito granatífero com foliação interna discordante com a foliação externa exposta nos níveis calcossilicatados (Unidade da Barragem do Caia).



EST 13



EST 14

Nestes níveis calcossilicatados surgem dobras com eixos suavemente inclinados para S-SSE, com foliação próxima de N-S inclinando 65°- 80° E e lineação de estiramento subhorizontal com a direcção dos eixos das dobras.

O processo de boudinage dos anfibolitos granatíferos obedece a duas direcções preferenciais: (i) a direcção paralela ao estiramento sub-horizontal (contida no plano XY) e (ii) a direcção perpendicular à primeira e contida no plano YZ (fig.4.18.).

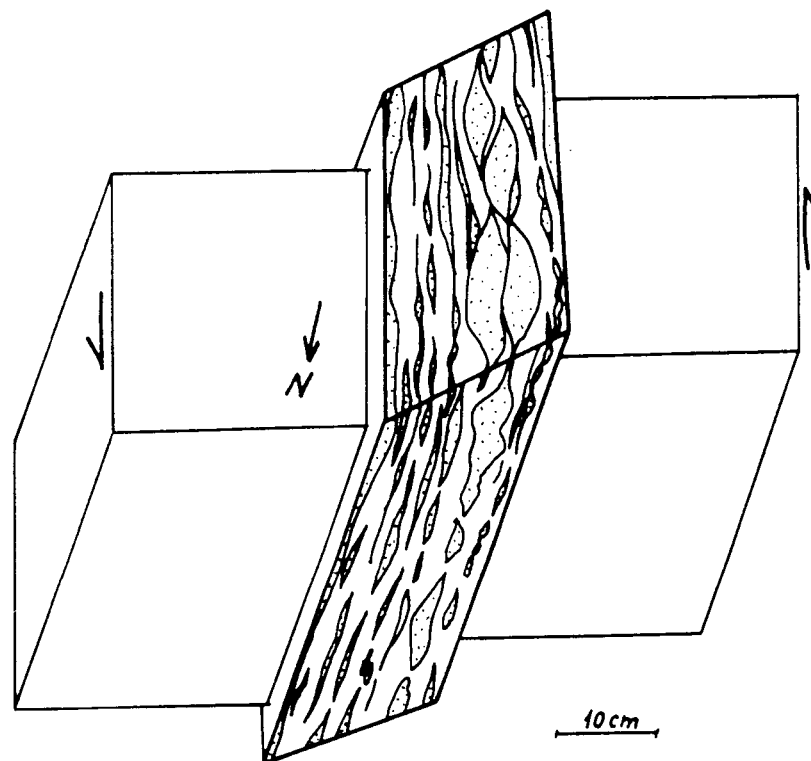


Figura 4.18 - Esquema ilustrativo da "boudinage" que afecta os níveis calcossilicatados (Unidade da Barragem do Caia).

Estreita faixa de níveis carbonatados aos quais está associado um "gossan" em rochas extremamente fracturadas com desenvolvimento de intensa brechificação, faz a transição para a Unidade constituída por micaxistos com granadas e alguma silimanite (*Eguiluz, com. pessoal*).

A deformação dúctil traduz-se pelo desenvolvimento de planos de foliação cinemáticamente activos, N10°-20°W, 70-75°N e com lineação de estiramento a mergulhar 15°-25° SE, afectados por rotura (componente de movimento cavalgante) e dobramento, sob influência de regime transpressivo sinistrógiro.

A deformação varisca D2, transpõe e/ou reorienta uma foliação anterior (D1 ou D2a?) preservada como relíquia no interior das granadas. A geometria curva da foliação interna poderá indicar, provavelmente, uma origem sin-tectónica para a mesma quando inserida num porfiroblasto rodado relativamente à foliação encaixante (Yardley, 1989; Yardley et al., 1990). Mas neste caso poderemos estar na presença de várias gerações de granadas algumas das quais associadas a um evento cadomiano como já foi discutido no ponto 4.1..

É de notar que esta Unidade surge repetida, embora com menor possança, e encaixada na Formação de Mosteiros. Os contactos são de difícil interpretação o que dificulta a definição da geometria da estrutura.

A Formação de Mosteiros constituída por rochas metassedimentares (micaxistos, metapelito-psamitos com intercalações de metachertes negros e de níveis carbonatados) e metavulcânicas (anfíbolitos) apresenta-se afectada por intensa deformação progressiva não-coaxial dúctil.

A deformação varisca caracteriza-se por apresentar desenvolvimento de dobras assimétricas apertadas com eixos a mergulharem ligeiramente para SE, de xistosidade inclinada fortemente para NE contendo lineação de estiramento com mergulho para SE, paralela aos eixos das dobras, e de acidentes cavalgantes com componente oblíqua esquerda, definindo no conjunto vergência para sudoeste;

O padrão de dobramento nos metachertes negros permitiu definir:

- i) um primeiro evento tectónico (D2a?) com desenvolvimento de dobras deitadas vergentes para WSW com lineação de estiramento associada e ligeiramente oblíqua à direcção dos eixos das mesmas (subsistem dúvidas quanto a termos uma estratificação ou uma foliação no interior das bancadas de metachertes negros, ou ainda So transposta por S2a?);
- ii) um segundo evento D2b que afecta as estruturas anteriores e é responsável pela génese de “tête plongeants” com vergência para SW (fig.4.19.);

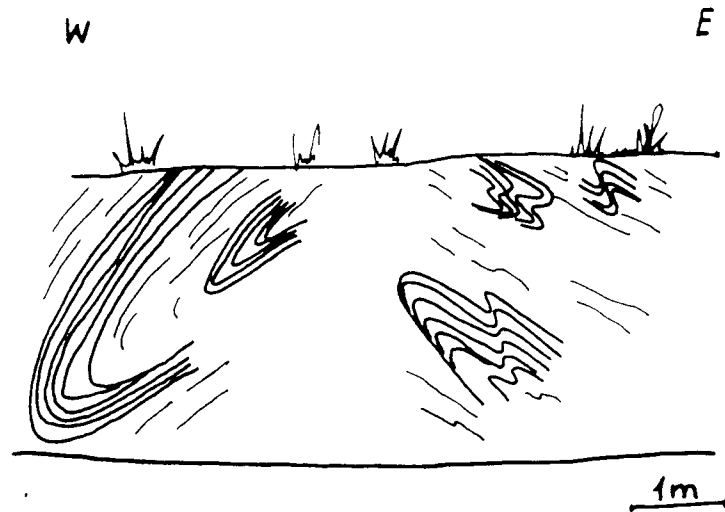


Figura 4.19. - Esquema da estrutura em "tête-plongéant" em metachertes negros (Formação de Mosteiros na estrada Barragem do Caia - Campo Maior), adaptado de Gonçalves et al., 1994.

iii) um terceiro evento D2c, ao qual está associada intensa componente cisalhante esquerda caracterizada por diversos indicadores cinemáticos (dobras em bainha, orientação preferencial do crescimento de grãos de quartzo contidos em fitas, estruturas oclares assimétricas do tipo σ , planos C + S e C', estruturas do tipo "book-shelf" e "mica-fish", etc), e pelo desenvolvimento de dobras em bainha (fig.4.20).

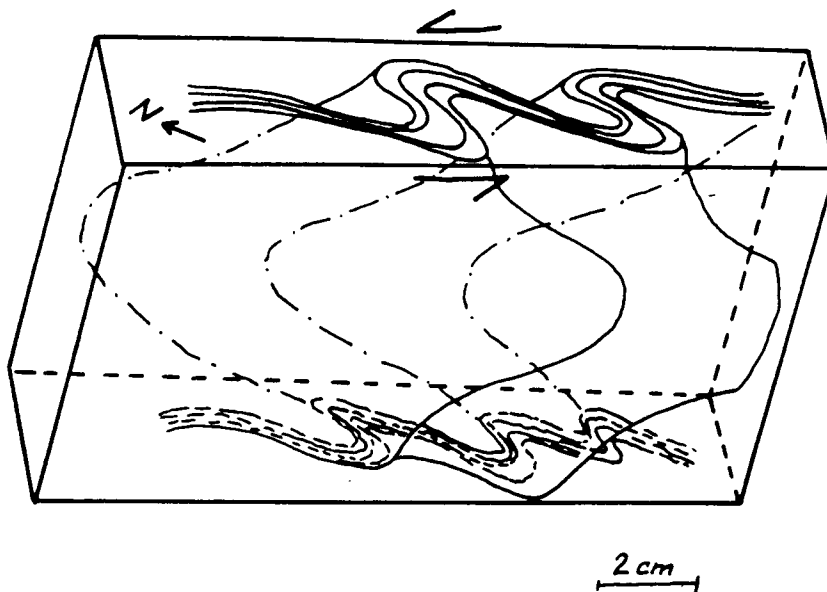


Figura 4.20. - Esquema ilustrativo da geometria de dobras em bainha associadas ao desenvolvimento de intensa deformação cisalhante, em metachertes negros; note-se que os narizes de dobras adjacentes apontam em sentido contrário não permitindo inferir, por si só, o sentido do movimento (Formação de Mosteiros na Barragem do Caia), adaptado de Gonçalves et al., 1994.



Estampa 15 - Fotografia de dobras mesoscópicas apertadas e vergentes para SW em níveis calcossilicatados (Barragem do Caia, Formação de Mosteiros).



Estampa 16 - Fotografia com o desenvolvimento de Planos C + S, C' ("normal slip crenulations") em xistos sericíticos siliciosos (Formação de Mosteiros na Barragem do Caia)

Observa-se em metapelitos a existência de uma xistosidade muito penetrativa S2c sobreposta a uma foliação anterior (S1 ou S2a ?) preservada como microdobramento no interior de “microlithons”.

4.3. Considerações finais

A divisão desta região em diferentes Subdomínios, separados entre si por importantes acidentes cavalgantes com intensa movimentação oblíqua, que apresentam cartograficamente geometrias sigmoidais, reflete à escala macroscópica (confirmada nos parágrafos anteriores à escala micro e mesoscópica) o desenvolvimento de intensa deformação cisalhante varisca em regime transpressivo sinistrógiro.

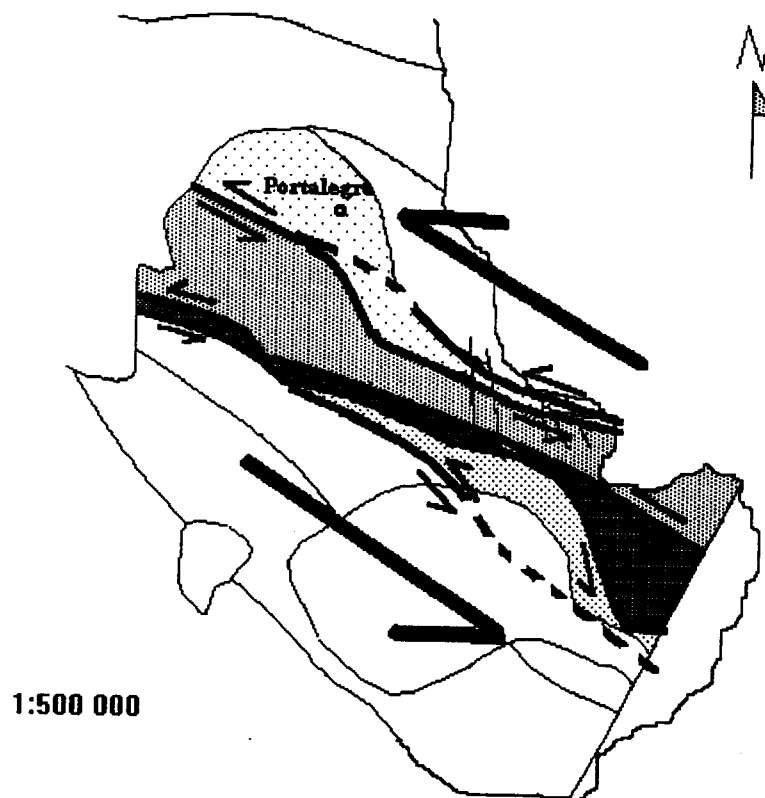


Figura 4.21. - Esquema em planta à escala 1:500 000 onde se observa macroscopicamente a geometria sigmoidal dos diferentes subdomínios interpretada como inerente à deformação desenvolvida nesta macrozona de cisalhamento sinistrógiro.

A estrutura da geotransversal realizada na megaestrutura do Crato-Arronches-Campo Maior e seu limite setentrional com terrenos com afinidades Centro Ibéricas permitiu pôr em evidência uma importante estrutura varisca transpressiva com geometria em leque, dissimétrica, cujo ramo norte menos desenvolvido é vergente para nordeste, separado por estreita faixa subvertical blastomilonítica de um ramo sul que se prolonga por dezenas de quilômetros pelos restantes sectores da ZOM mantendo uma estrutura que apresenta nítida vergência para sudoeste.

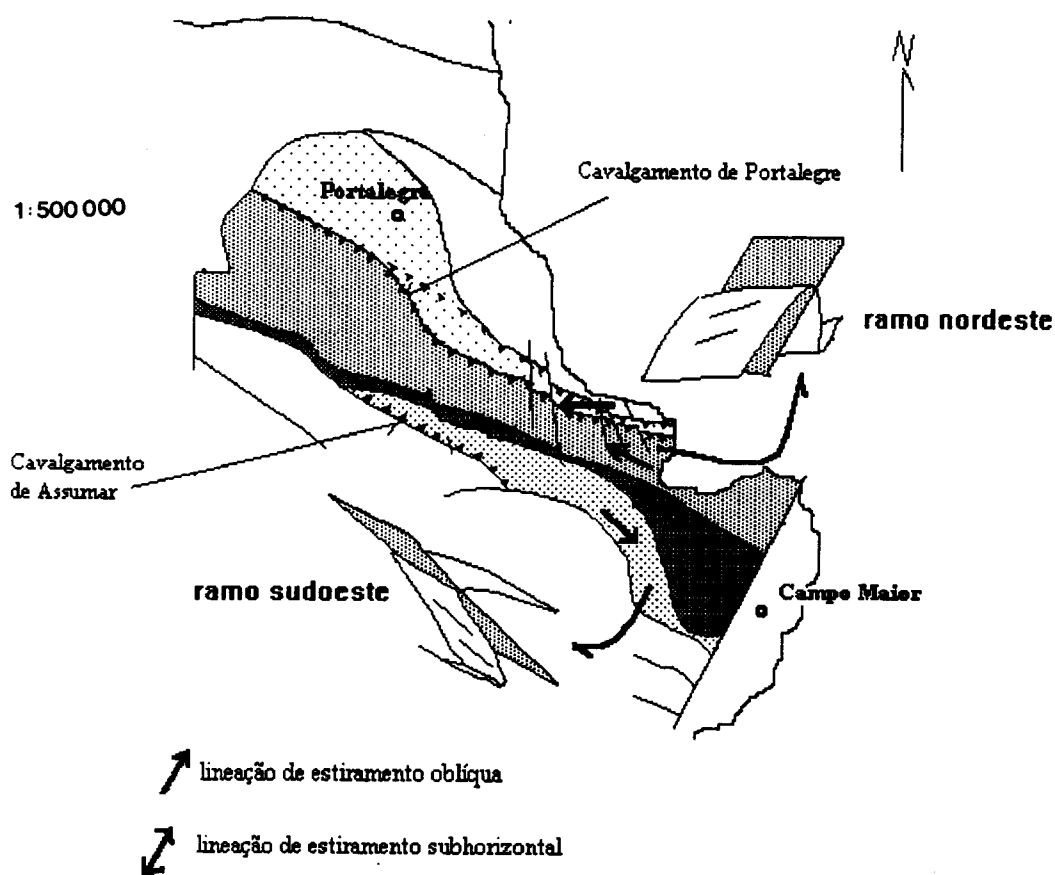


Figura 4.22. - Esquema em planta à escala 1:500 000 que pretende representar a geometria em leque, gerada em regime transpressivo, que caracteriza estruturalmente a deformação varisca desenvolvida na região.

5. Evolução geodinâmica na Faixa Blastomilonítica : expressão Cadomiana e Varisca

Verifica-se que apesar de na actualidade a maior parte dos investigadores admitirem para a Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (ZCTBC), a existência de um ciclo pré-varisco (Cadomiano) (*Eguiluz, 1987; Quesada, 1990; Apalategui et al., 1990; Abalos, 1991; Ribeiro et al., 1990; Ribeiro, 1993; Silva et al., 1993; Gonçalves et al., 1994*) outros minimizam-no (*Matte, 1991; Azor et al., 1993, 1994*), existindo em todos os casos, diferenças quanto aos modelos propostos, como seria de esperar do esforço de investigação dedicado a esta zona tão complexa.

5.1. Caracterização da orogenia Cadomiana

Consultando bibliografia referente aos domínios setentrionais da ZOM (*Abalos et al., 1993; Gonçalves et al., 1994*) é possível verificar que nas formações representadas a norte e a sul da ZCTBC são descritos níveis conglomeráticos atribuídos ao Precâmbrico terminal / base do Câmbrio nos quais são encontrados clastos de rochas metamórficas deformadas. São exemplos : a Formação de Malcocinado (*Quesada, 1990a; in Abalos et al., 1993*) onde existem calhaus de quartzitos negros deformados; a Unidade de Arroymolinos (Domínio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) onde se observam nos conglomerados sinorogénicos clastos deformados e metamorfizados provenientes da Série Negra (*Eguiluz et al., 1984; in Apalategui et al., 1990*); e os níveis conglomeráticos basais do Câmbrio de Assumar (Sector de Alter do Chão-Elvas) onde é possível identificar clastos de gnaisses félsicos finos, metavulcanitos, metaliditos, etc, que no seu interior apresentam uma foliação e/ou xistosidade anterior e discordante relativamente às estruturas variscas que afectam a unidade (*Gonçalves et al., 1994*).

Estas descrições de campo de ocorrências de rochas metamorfizadas e deformadas atribuídas, devido ao seu enquadramento litostratigráfico, ao Precâmbrico terminal / base do Câmbrio são excelentes indícios de que a evolução tectono-metamórfica da ZCTBC não é exclusivamente Varisca.

Presentemente existem dados geocronológicos, petrológicos, geoquímicos e relativos à tectono-estratigrafia que permitem afirmar que a ZCTBC experimentou uma evolução tectono-metamórfica Cadomiana.

Segundo *Windley (1986)* durante o período de 1200 - 450 Ma ter-se-ão formado vários "mobile belts" actualmente distribuídos por diferentes continentes:

- o de Grenville, representado no continente Norte Americano, no norte da Escócia e no sul da Escandinávia;
- o Dalslandiano, observado no sul da Suécia e da Noruega;
- e os Pan-Africanos. Estes estendem-se por grande parte do continente Africano, estão representados no leste do Brasil (Ciclo Brasileiro, *Basei & Brito Neves, 1992*) e têm na Europa como equivalente a orogenia Cadomiana (*Cogné & Write, 1980; in Windley, 1986*).

A orogenia Cadomiana abrange um longo ciclo orogénico desde o Proterozóico terminal (700 Ma) até ao Paleozóico inferior (450 Ma) que se estende pelo sul das Ilhas Britânicas, Armorica ligando-se com o norte dos Apalaches (*D'Lemos et al., 1990; in Abalos et al., 1993*).

A história Precâmbrica registada no Maciço Hespérico ("Iberian Terrane"), de que faz parte a ZOM, teve o seu início no Proterozóico terminal com o desenvolvimento dum ciclo completo de Wilson que terá finalizado num evento tectonotérmico designado por orogenia Cadomiana ou Pan-Africana (*Ribeiro et al., 1990*).

Na ZOM a evolução geodinâmica apresenta várias características comuns (cronologia das deformações, metamorfismo e magmatismo calco-alcálico, mesmo tipo de contexto geodinâmico numa margem do tipo andino, idênticos episódios de subducção/colisão, etc.; *D'Lemos et al., 1990, in Abalos & Eguiluz, 1992*) com o Maciço Norte-Armoriano (França), Anglesey (Reino Unido), Península de Avalon (Canadá) e os orógenos (atribuídos ao Proterozóico terminal) do NW de África e SE dos Estados Unidos (*Abalos & Eguiluz, 1992*).

A ZOM constitui uma unidade com história muito complexa que inclui uma etapa inicial caracterizada pela sua evolução como um arco vulcânico/margem activa(?) durante o Proterozóico terminal e sua acreção como terreno exótico a um Autóctone Ibérico ancestral durante o desenvolvimento da orogenia Cadomiana (*Quesada, 1992*) (fig. 5.1.).

Capdevila & Mougenot (1988; in Abalos & Eguiluz, 1992) e *Mamet et al. (1991; in Abalos & Eguiluz, 1992)*, consideram a ZOM como sendo uma porção da margem

oriental da Avalonia que teria sido acrescentada à cadeia Varisca durante Paleozóico superior.

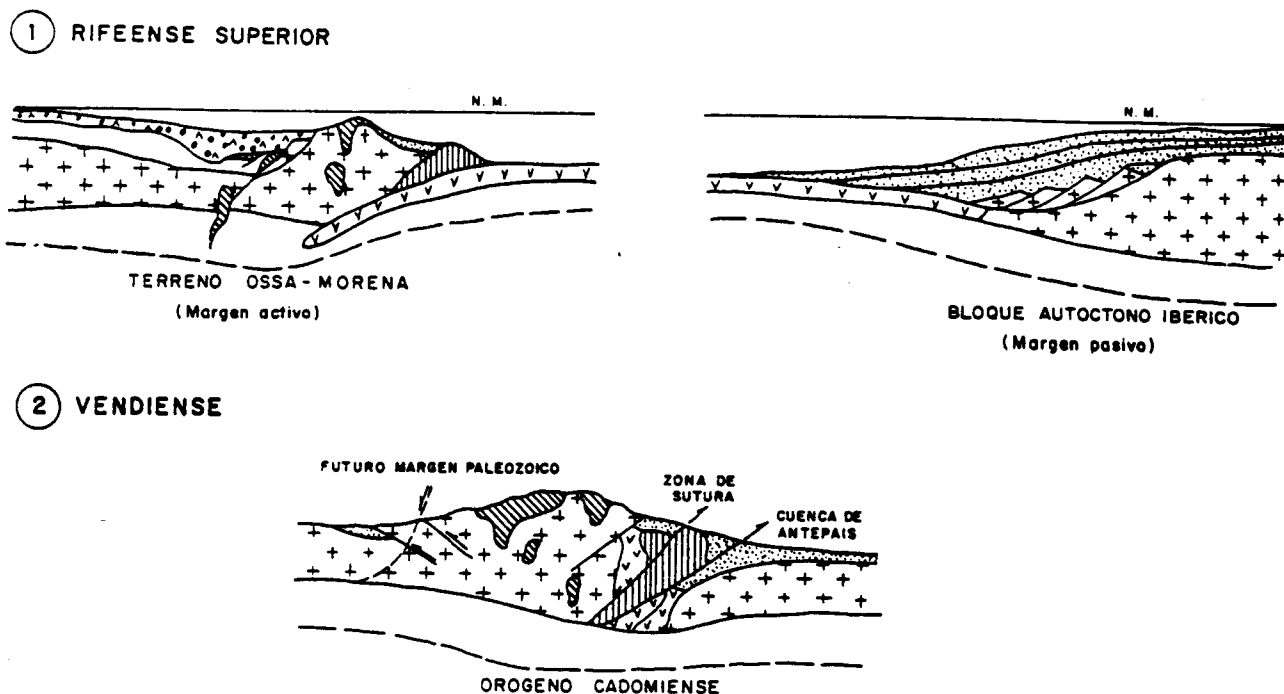


Figura 5.1. Modelo esquemático da colisão ZOM / ACI durante a orogenia Cadomiana (in Quesada, 1992)

Abalos & Eguiluz (1992) ao apresentarem o modelo de reconstituição do orógeno circun-Atlântico Cadomiano (fig.5.2.) verificaram que se retirarmos os deslocamentos variscos sofridos pela ZOM, no seu todo, deslocando-a para noroeste acompanhada duma rotação dextrógira de cerca de 45°, esta irá situar-se junto dos Grandes Bancos da Terra Nova. Nesta posição observa-se que as estruturas do Proterozóico terminal da ZOM se dispõem paralelamente às estruturas da mesma idade reconhecidas na Península de Avalon (Keppie, 1985; Keppie & Dallmeyer, 1987; in Abalos & Eguiluz, 1992).

Baseando-se no trabalho de síntese de D'Lemos et al. (1990, in Abalos & Eguiluz, 1992) sobre a orogenia Cadomiana, estes autores reúnem uma série de argumentos que apoiam um esquema geral de convergência oblíqua entre placas litosféricas (fig.5.3.) e dum regime transpressivo, durante o Proterozóico terminal, no qual predominavam as componentes de cisalhamento transcorrente sinistrógiro no decurso da colisão e acreção continentais. Referem que: no Maciço Norte Armoricano foi posto em evidência uma

troca de polaridade tectónica entre a subducção e a colisão continental oblíqua similar ao descrito para a ZCTBC, com instalação de mantos para SW e desenvolvimento de cisalhamento sinistrógiro transcorrente com direcção NE-SW; em Anglesey-Irlanda foi identificado a actuação dum regime transpressivo que deu lugar a zonas de cisalhamento com componente de movimento sinistrógiro com direcção WSW-ENE; e na Península de Avalon foram documentadas processos de subducção como resultado de convergência oblíqua entre placas litosféricas.

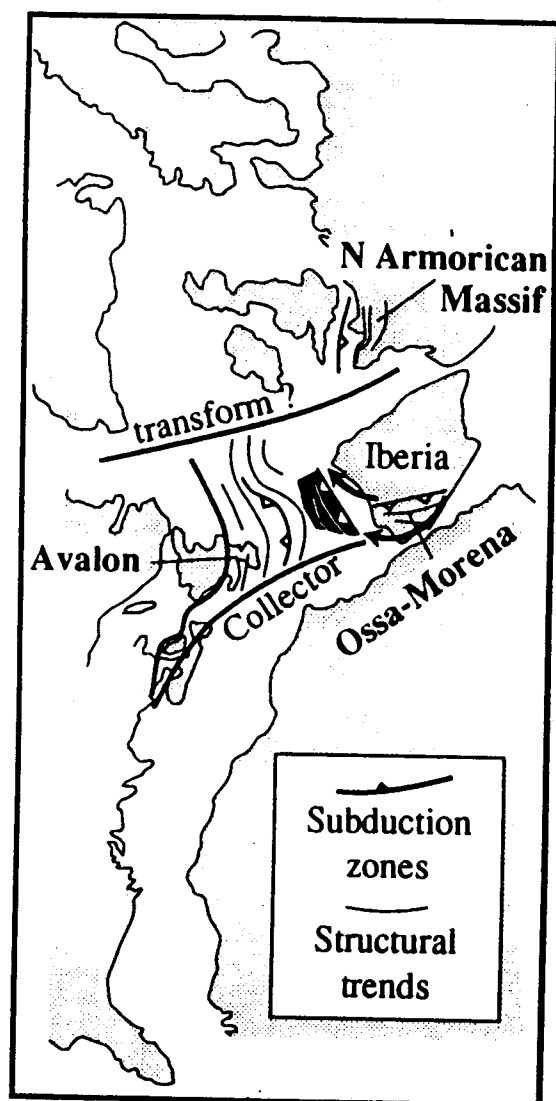


Figura 5.2. - Reconstituição do orógeno Cadomiano - Avaloniano - Pan-Africano onde se inclui a Zona de Ossa Morena (in Abalos & Eguiluz, 1992).

Com os dados até agora obtidos estes autores consideram que não é possível apresentar um modelo com argumentos sólidos mas sim como que um ensaio, que possa animar a

discussão e que a partir dela possam surgir novas ideias e novas linhas de investigação (Eguiluz et al., 1994).

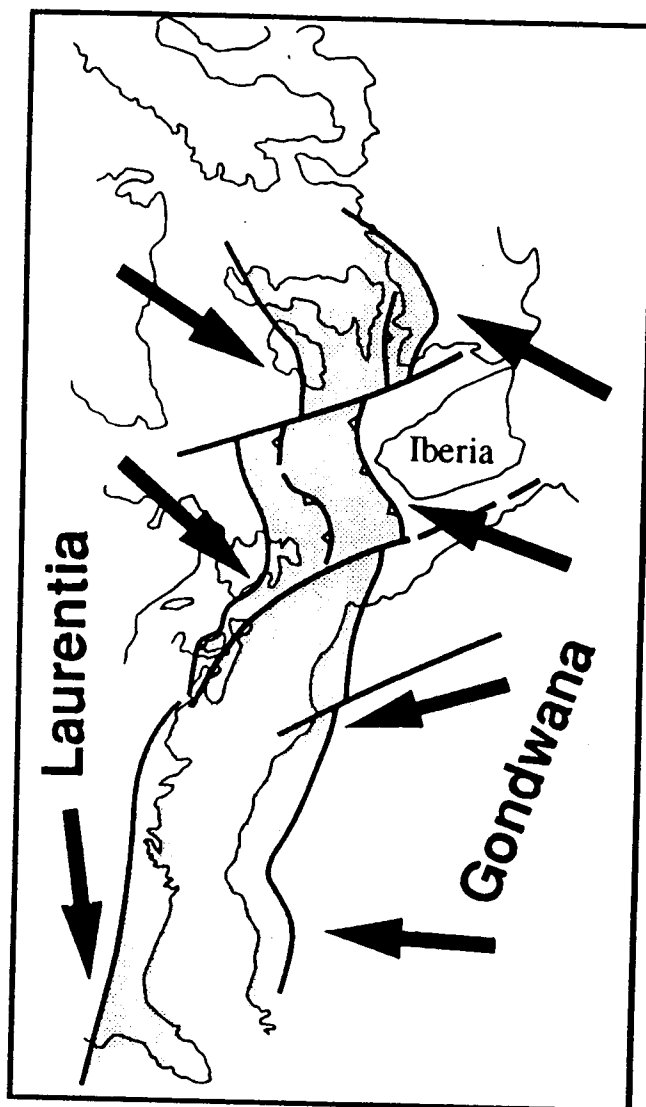


Figura 5.3. - Reconstituição do orógeno Cadomiano - Avaloniano - Pan-Africano e vectores de movimento tectónicos principais respeitantes à placa Laurentia e Gondwana (in Abalos & Eguiluz, 1992).

5.2. Caracterização da orogenia Varisca

A ZCTBC representa uma importante zona de cisalhamento intra-continental, dúctil sinistrógira, que se estende por soco Precâmbrico polimetamórfico, interpretada como uma sutura criptica Cadomiana, reactivada e reestruturada durante o fecho dum importante oceano Paleozóico (Rheic?) (*Lefort & Ribeiro, 1980; Burg et al., 1981; in Julivert, 1987*), na sequência da orogénese Varisca.

A principal característica estrutural observável, ao longo da ZCTBC é sem dúvida a intensa foliação Varisca que é nitidamente posterior ao metamorfismo cadomiano e à instalação de granitos peralcalinos e calco-alcalinos do Paleozóico inferior e, por outro lado, anterior aos granitóides calco-alcalinos do Paleozóico terminal que cortam a mega-zona de cisalhamento.

Convém referir que dados geocronológicos obtidos pelos métodos K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e Rb/Sr (*Garcia Casqueiro et al., 1988; Bellon et al., 1979; Blatrix & Burg, 1981; in Dallmeyer & Quesada, 1992*) em moscovites de rochas miloníticas confirmam a intensa deformação Varisca como a responsável pela estrutura em leque da ZCTBC.

Segundo *Matte (1991)*, o orógeno varisco da Europa Ocidental faz parte de uma importante cadeia paleozóica que se estende por mais de 8000 quilómetros desde os Ouachitas e o sul dos Apalaches (E.U.A.), passando pelas Mauritanidas (África Ocidental), pelo Maciço Ibérico e prolongando-se ao Maciço da Bohemia (Polónia e República Checa) (fig.5.4.). A edificação desta cadeia resultou da convergência da Placa Laurêncica e da Placa Báltica (Laurásia), a noroeste, com a África (NW Gondwana) situada a sudeste, da qual resultaram o fecho de três oceanos principais: Iapetus; Rheic e Oceano da Galiza-Maciço Central.

No que diz respeito ao ramo varisco da Europa Ocidental, verifica-se que é possível estabelecer correlações tectono-estratigráficas entre a Iberia (Maciço Ibérico) e a Bretanha (Maciço Armoricano) seguindo um traçado extremamente sinuoso que corresponde ao denominado Arco Ibero-Armoricano (AIA) (fig.5.4.). Esta importante estrutura resultou da colisão complexa e contínua entre a Gondwana e a Laurásia (Devónico superior ao Carbónico superior; *Dias, 1994*).

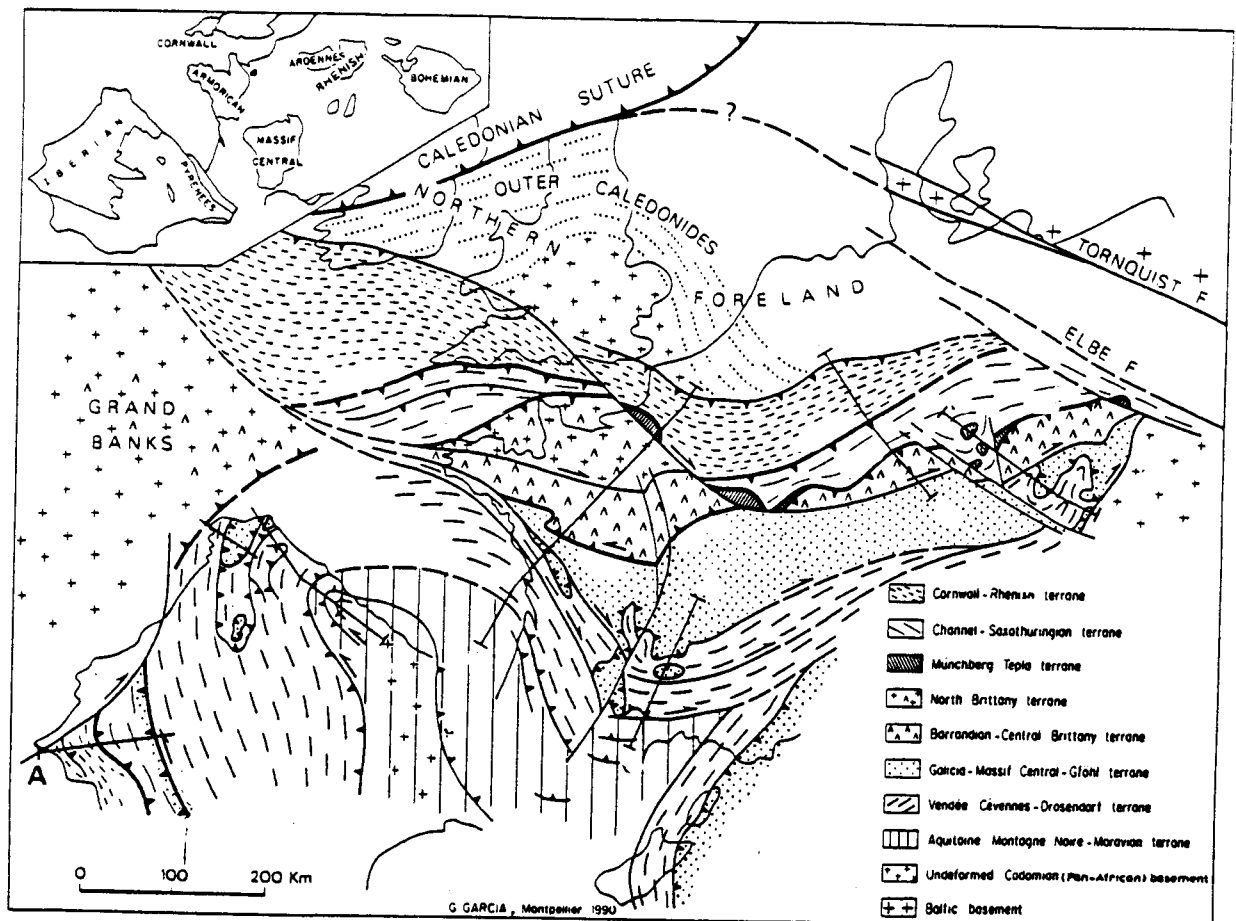


Figura 5.4. - Mapa esquemático da estrutura do orógeno varisco europeu (in Matte, 1991)

Considerando o ramo sul do AIA, o modelo para a deformação Varisca heterógenea desenvolvida em regime transpressivo sinistrogiro considera a interação: i) da obducção/subducção oblíqua, a sul, ao longo da sutura Varisca sublinhada pelo Complexo Ofolítico de Beja-Acebuches (COBA, *Fonseca & Ribeiro, 1993*); ii) e da indentação, a norte do Bloco Cantábrico responsável pelo escape lateral da ZOM (*Dias et al., 1994*).

A grande escala, a ZOM foi cavalgando progressivamente, para sudoeste, a ZSP ao mesmo tempo que seria empurrada contra o ACI com desenvolvimento de importantes acidentes cavalgantes, vergentes para nordeste (*Quesada et al., 1994*). Segundo os mesmos autores, presume-se a existência de um descolamento na base da ZCTBC que se liga em profundidade com a raiz de uma zona de sutura subjacente à ZOM, conferindo ao conjunto de terrenos ossa-morênicos o carácter de uma entidade flutuante, durante o Paleozóico superior.

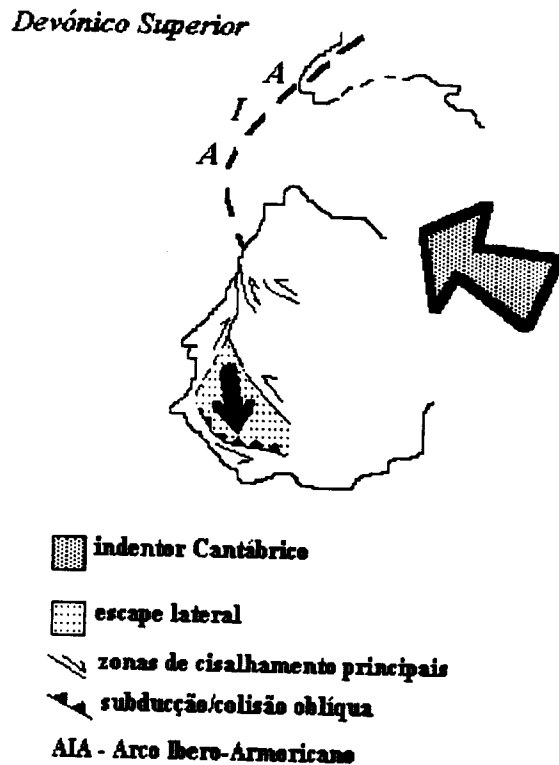


Figura 5.5. - Modelo esquemático do processo de desenvolvimento do ramo sul do Arco Ibero-Armoricano considerando a obdução/subducção do COBA nos domínios meridionais da ZOM, e a indentação do Bloco Cantábrico, no ACI (adaptado de Dias & Ribeiro, em impressão).

De facto, na sequência da convergência oblíqua e escape lateral da ZOM desenvolveram-se importantes desligamentos e cavalgamentos (tal como se verifica no exemplo actual dos Himalaias Ocidentais, *Matte, 1991*), acidentes estes que delimitam diversas zonas de cisalhamento (subdomínios) sinistróginas no interior da ZCTBC (fig. 4.21.).

Os movimentos ao longo destas fronteiras tectónicas deverão ter determinado a translação da ZOM em relação ao indented situado a norte. A magnitude deste deslocamento estimada em 72 Km por *Burg et al. (1981)* parece ser, de acordo com dados actuais, da ordem dos 200 a 300 km como mínimo (*Matte, 1991; Abalos & Eguiluz, 1990a,b, in Abalos & Eguiluz, 1992*), movimento transcurrente acomodado nas bandas blastomiloníticas, ultramiloníticas e nas falhas de Hornachos e Azuaga, considerado como equivalente à instalação dos complexos alóctones do NW da Península Ibérica (*Ribeiro et al., 1990*) (fig.5.6.).

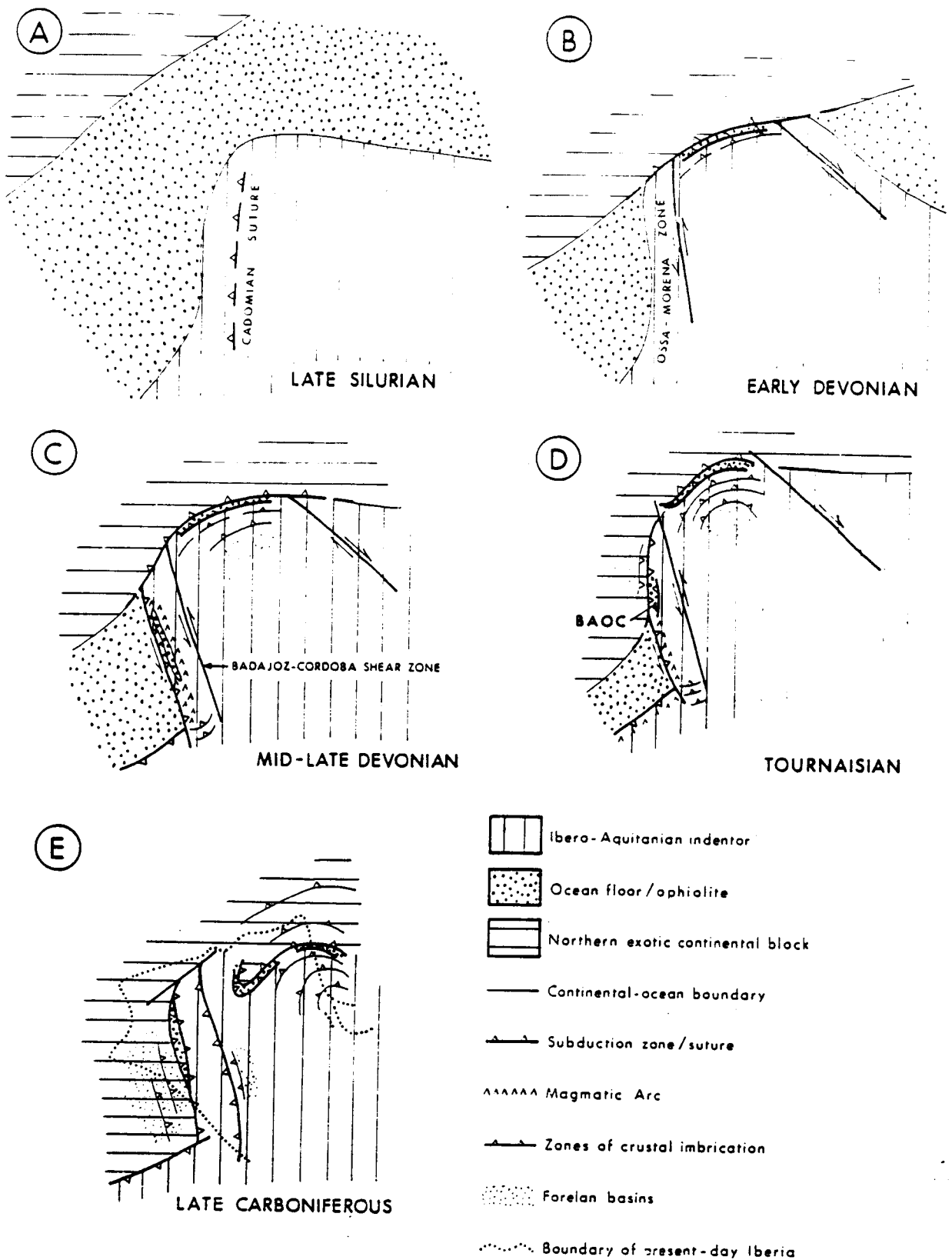


Figura 5.6. - Modelo esquemático da evolução do orógeno varisco no Maciço Ibérico: A - estágio de margem passiva; B - início da colisão nas zonas frontais do indenter e fase inicial do escape da ZOM; C - início da subducção oblíqua na margem externa da ZOM; D - estágio precoce da colisão oblíqua com o futuro bloco Sul Português; E - colisão final com o Terreno Sul Português (adaptado de Quesada et al., 1994).

5.3. Discussão dos modelos propostos para a sua evolução geodinâmica

Com base nas variações tectono-metamórficas e estratigráficas identificadas nos terrenos incluídos nos diferentes sectores da ZOM definiram-se, no que se refere à sua evolução, dois ciclos geodinâmicos principais.

O registo de dois ciclos, cadomiano e varisco, nos terrenos incluídos na ZCTBC fazem dela uma estrutura cuja interpretação é essencial para a compreensão da evolução geodinâmica do Maciço Ibérico quando integrado nos modelos de tectónica global.

A discussão de modelos de evolução para o contacto entre a ZOM e o ACI, ao longo da ZCTBC reacendeu-se nesta década de noventa com a introdução de dados relativos a geoquímica, petrologia metamórfica, a estudos de microestruturas, cartografia estrutural e datações radiométricas, incluídos em trabalhos de investigadores espanhóis (*Abalos, 1990; Abalos & Eguiluz, 1990,1992; Eguiluz & Abalos, 1992; Quesada, 1990,1992; Azor et al., 1992,1993,1994*) ou em colaboração com eles (*Ribeiro et al., 1990; Sanderson et al., 1991; Matte, 1991; Dallmeyer & Quesada, 1992*).

No sector português a publicação de trabalhos de síntese (*Oliveira et al., 1991; Gonçalves et al., 1994; Gonçalves & Carvalhosa, in press*) traduziu a escassez de dados existentes e a necessidade de um aprofundamento do estudo em questão, cujos progressos foram alvo de apresentações pontuais (*Silva et al., 1993; Gonçalves et al., 1994; Araiço et al., 1994*).

O facto de esta zona de cisalhamento incluir testemunhos de uma sutura é aceite por todos os investigadores que se dedicam ao seu estudo. As divergências surgem quando se interpretam os dados geocronológicos relativos ao metamorfismo e ao magmatismo, a separação e classificação de diferentes associações litológicas (unidades tectono-metamórficas), a geometria e interpretação cinemático-dinâmica das estruturas cadomianas e variscas.

5.3.1. Dados estratigráficos

Os terrenos pertencentes à ZCTBC incluem sequências associadas a um ciclo Proterozóico e às fases mais precoces de desenvolvimento de outro, mais recente, Paleozóico.

5.3.1.1. Ciclo Proterozóico

Os terrenos situados entre o Crato e Campo Maior são atribuídos pela primeira vez ao Precâmbrico por *Delgado & Choffat (1899; in Gonçalves, 1971)*. Na segunda metade da década de sessenta com o avanço das investigações relativas ao Câmbrio na região do nordeste alentejano (*Teixeira & Gonçalves, 1967; Gonçalves, 1969,1970*) foi possível estabelecer o limite superior do Precâmbrico.

Gonçalves (1971) definiu as manchas de Precâmbrico de Assumar, Arronches, Referta de Arronches (a sul de Ouguela) e Mosteiros, deformadas e orientadas pela orogenia Varisca, no que designou por Antiforma de Crato-Arronches-Campo Maior.

Em 1986, os autores *Gonçalves & Oliveira* apresentam uma revisão da litostratigrafia do Anticlinório de Crato-Arronches-Campo Maior, fazendo referência ao Anticlinório de Assumar. Neste trabalho surge a divisão em diferentes formações litoestratigráficas: Formação de Campo Maior, Formação de Morenos, Formação de Mosteiros e Formação da Urra (anteriormente atribuída ao Câmbrio - *Gonçalves, 1971* - e que aflora somente a nordeste do eixo da megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior em discordância sobre a Formação de Mosteiros). Neste trabalho, as Formações de Morenos e de Mosteiros representam o que anteriormente era atribuído à Série Negra do sudoeste peninsular, para a região.

Esta divisão surge revista e sintetizada nas recentes publicações de *Oliveira et al. (1991)* e de *Gonçalves & Carvalhosa (1994/1995)*, nas quais os autores confirmam a similitude litológica dos terrenos proterozóicos incluídos nos diferentes sectores da ZOM.

No sector espanhol da ZOM, o soco Proterozóico é apresentado como subdividido em sequências litoestratigráficas: i) pré-orogénicas correspondentes a uma fase de riftogénese e evolução no sentido de uma margem continental passiva (Grupo de Azuaga e Grupo da Série Negra, que inclui as Sucessões de Montemolin e de Tentúdia, *Eguiluz, 1987; in Dallmeyer & Quesada, 1992*) e; ii) sin-orogénicas com características vulcano-sedimentares, calco-alcálicas, associadas à provável génese de uma margem activa do tipo andino ou tipo arco (Formações de Malcocinado, Pórfiros de Bodonal-Cala, etc, *Sanchez Carretero et al., 1990*), afectadas por duas fases de deformação cadomianas (*Abalos & Eguiluz, 1992*).

Durante o ciclo Proterozóico, o soco Precâmbrico ossa-morênico foi sujeito a uma história complexa que se caracterizou por um estágio inicial com adelgaçamento crustal, com magmatismo bimodal associado (*Sanchez Carretero et al., 1990*) e deposição de espessas sequências sedimentares com intercalações de materiais magmáticos toleíticos com afinidade oceânica (*Eguiluz, 1988*) e culminou com um estágio de subducção/colisão, com formação de um arco vulcânico (*Sanchez Carretero et al., 1989,1990; Quesada,1990*), de que resultou a acreção de terrenos no designado Bloco Autóctone Ibérico (BAI, *Quesada, 1992*).

5.3.1.2. Ciclo Paleozóico

Durante o Paleozóico inferior a margem externa do BAI entrou em distensão, com deposição de sequências de plataforma, desde carbonatadas a flyschóides.

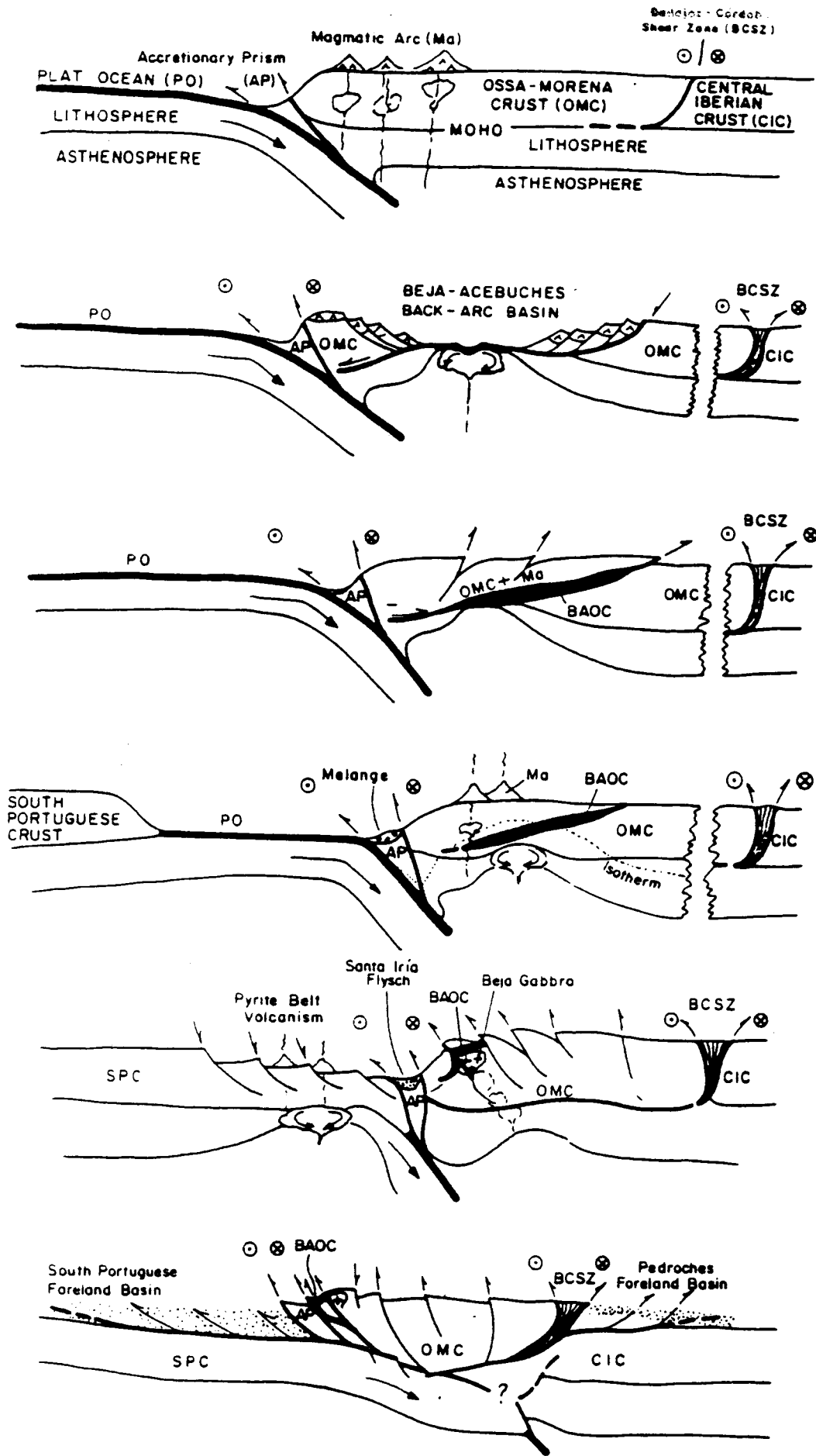
Dados geoquímicos relativos ao vulcanismo ocorrido no período Câmbrico inferior-médio a Ordovícico são interpretados como sendo manifestação de estádios iniciais de rifting continental passivo sugerindo um regime distensivo com decréscimo progressivo da taxa de expansão, provavelmente como consequência da migração da zona principal de rifte (*Ribeiro & Mata, 1994*).

A deposição no período Ordovícico-Devónico médio caracteriza-se por condições estáveis de sedimentação em ambiente de plataforma. Estas sequências pré-orogénicas ossa-morênicas são bem mais pelíticas do que as de idade equivalente de outros domínios ibéricos, e para além do mais, apresentam predominância de faunas pelágicas em detrimento das fácies bentónicas, o que sugere que a sua deposição tenha ocorrido nas zonas mais externas da margem continental ("outer-shelf sedimentation", *Robardet & Gutierrez-Marco, 1990*).

O Paleozóico superior apresenta uma evolução sin-orogénica com desenvolvimento de bacias "foreland" e/ou inter-montanhasas com preenchimento de materiais do tipo flysch e molassos (*Gabaldón & Quesada, 1986; in Dallmeyer & Quesada, 1992*), associada à subducção Varisca no bordo meridional da ZOM (fig.5.7.).

Os terrenos ossa-morênicos incluem actividade magmática calco-alcalina relacionada com a génese dum arco vulcânico (*Santos et al., 1987, 1990; Andrade et al., 1991; in Quesada et al., 1994*) e o seu contacto com a ZSP é sublinhado por uma faixa de rochas

Figura 5.7. - Modelo evolutivo da convergência associada à margem meridional do Bloco Autóctone Ibérico durante o ciclo varisco. PO-Placa oceânica, AP-Prisma acrecionário, Ma-Arco magmático, OMC-Crusta da Zona de Ossa Morena, BCSZ- Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova, CIC-Crusta da Zona Centro-Ibérica, BABB-Bacia ante-arco de Beja-Acebuches, BAOC-Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, SPC- Crusta da Zona Sul Portuguesa, PBV- Vulcanismo da Faixa Piritosa, BG-Gabros de Beja.(adaptado de Quesada, 1992)



ofiolíticas (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, *Fonseca & Ribeiro, 1993; Quesada et al., 1994*) e por sequência flyschóides, mélanges com clastos metamorfizados ofiolíticos e rochas vulcânicas máficas com assinatura oceânica interpretados como um prisma acrecionário "forearc" (Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo, *Quesada et al., 1994*)(fig.5.7.).

5.3.2. Dados estruturais

As estruturas cadomianas presentes no corredor blastomilonítico da ZCTBC são difíceis de ser reconhecidas, não obstante *Abalos (1990; in Abalos & Eguiluz, 1992)* propõe a existência de um cunha tectónica na qual as várias unidades constituem um empilhamento imbricado com geometria do tipo duplex, a grande escala. Para explicar tal estrutura é proposto um modelo de espessamento crustal ("understacking") na sequência de subducção Cadomiana com polaridade para sul (fig.5.8.).

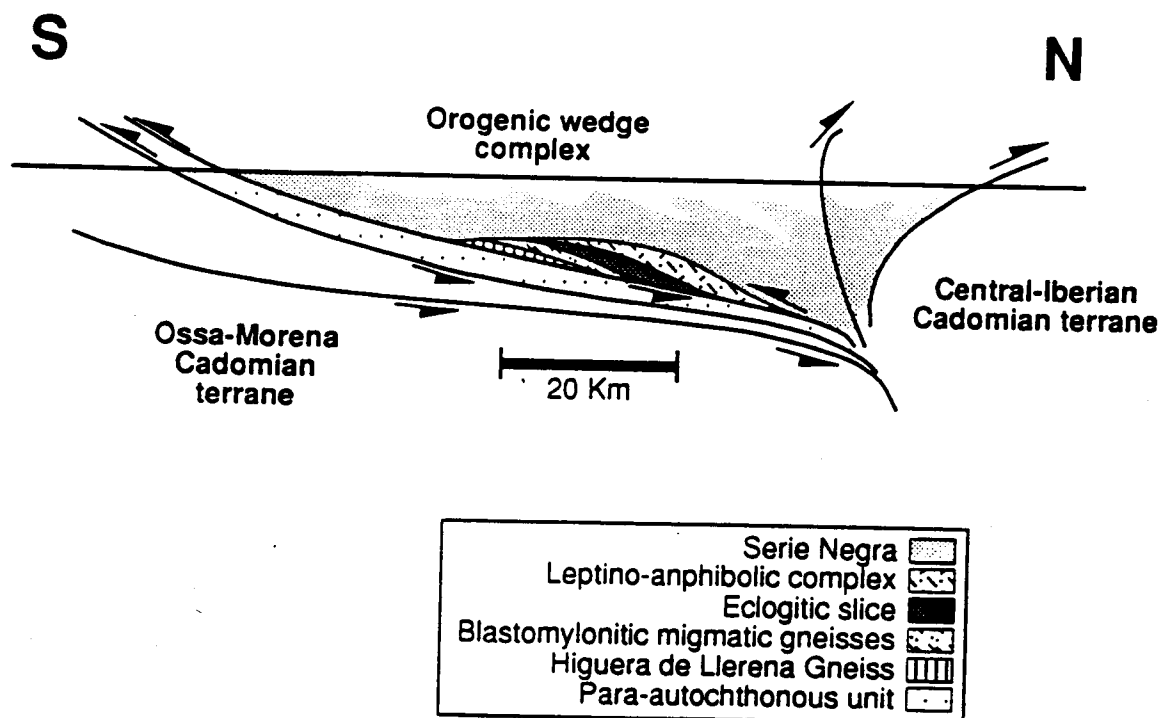


Figura 5.8. - Reconstrução geométrica da estrutura da ZCTBC no final da orogenia Cadomiana (in *Abalos & Eguiluz, 1992*).

No sector espanhol é reconhecida uma primeira orogénese dita Cadomiana (620 e 540 Ma, *Abalos & Eguiluz, 1992*), posterior à deposição das sequências superiores da Série Negra (pré-orogénicas) e anterior ao Câmbrico. A geometria das suas estruturas é interpretada como uma cunha orogénica, constituída por cinco escamas gnaissicas associada a um cavalgamento, com enraizamento profundo na crosta, vergente para sul e sintético relativamente ao mergulho da subducção (*Eguiluz, 1987; Apalategui et al., 1990; Abalos & Eguiluz, 1992*) (fig.5.8.).

Transpondo as estruturas anteriores regista-se a presença de intensa deformação Varisca acomodada através de importantes cisalhamentos esquerdos cuja génese é correlacionável com a instalação dos complexos alóctones do NW peninsular (fig.5.6).

A estrutura em leque reconhecível no sector português da ZCTBC reflete a actuação de um regime transpressivo sinistrógiro varisco com desenvolvimento de intensa blastomilonitização, o que não permite reconhecer estruturas anteriores de modo a avançar com um modelo geométrico para a orogénese Cadomiana.

Outro modelo estrutural é proposto por *Azor et al. (1994)*, no qual a deformação Varisca responsável pela geometria da ZCTBC resulta do processo de subducção para norte, da ZOM sob a ZCI. Definem uma unidade tectono-metamórfica central na ZCTBC que terá sido sujeita a condições iniciais de altas pressões (período de subducção/colisão) e posterior descompressão (período em que actuaram intensos cisalhamentos transtensivos dúcteis esquerdos).

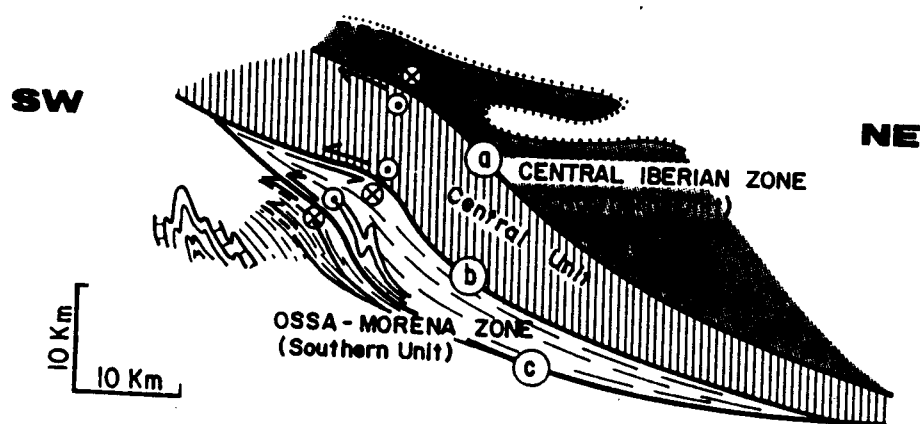


Figura 5.9. - Corte esquemático da estrutura do contacto ZOM / ACI: Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Cordova (in *Azor et al., 1994*)

A norte desta unidade temos terrenos tipicamente centro-ibéricos cuja geometria se caracteriza por dobras deitadas, a grande escala, vergentes para nordeste e, por sua vez, a sul surge uma unidade com características ossa-morênicas geometricamente a mergulhar para norte sob a unidade central (Fig.5.9.).

Este modelo não se enquadra com os dados expostos nesta tese, já que à partida exclui a existência de terrenos tipicamente ossa morênicos a norte da ZCTBC, caracterizados para o subdomínio de Portalegre - Esperança (*Pereira & Silva, 1995*).

5.3.3. Dados de geodinâmica química

A evolução metamórfica da ZCTBC foi sujeita a vários estudos no âmbito da geodinâmica química dos quais passo a discutir o de *Mata & Munhá (1986)* que incidiu sobre as formações metamórficas de alto grau, para o sector português, e o de *Abalos & Eguiluz (1992)* abrangendo um leque mais vasto de litologias, para o sector espanhol.

Mata & Munhá (1986) estudaram um conjunto de amostras de rochas félsicas e de rochas máficas incluídas no Sub-domínio de Degolados-Campo Maior (Formação de Campo Maior, *Gonçalves & Oliveira, 1986*).

Os estudos petrográficos nos gnaisses migmatíticos félsicos mostraram que a associação metamórfica característica é constituída por quartzo e feldspato em abundância, com frequente granada e biotite, distena ubíqua e também silimanite como aluminossilicato mais abundante, e relíquias de estauroilite. As granadas apresentam importante desenvolvimento de auréolas de plagioclase. A distena está a ser substituída pela silimanite (descompressão) passando esta a cordierite (pressões da ordem dos 4 a 6 kb). Nos estádios finais surgem veios de andaluzite (descompressão e arrefecimento) e quartzo.

Por sua vez, as rochas máficas (anfíbolitos com granadas) representadas por pequenas massas dispersas no encaixante gnaisso-migmatítico félsico observaram que a associação mineralógica característica consistia em granadas mais clinopiroxenas, hornblenda, plagioclase, quartzo, rútilo e ilmenite. A clinopiroxena apresenta crescimento simplectítico com a plagioclase (a vários estádios de substituição com a hornblenda) e a granada apresenta auréolas de substituição de plagioclase mais hornblenda.

Os dados geotérmicos e geobáricos obtidos a partir destes litótipos indicaram que o percurso metamórfico PTt, relativo ao Precâmbrico, atingiu a fácies eclogítica (as texturas presentes nas rochas máficas são típicas das que caracterizam muitos eclogitos), prosseguiu para temperaturas da ordem dos 750 - 800°C e pressões de aproximadamente 9 - 10 kb e sofreu seguidamente descompressão isotérmica (700 - 750°C) registando valores de pressão da ordem dos 5 kb. Num estágio tardio verifica-se um arrefecimento (abaixo dos 600°C, o que é sugerido pela ocorrência da associação andaluzite mais silimanite em segregações graníticas) e subsequente descompressão.

A interpretação destes dados admite que as paragénese Precâmblicas sofreram reactivação tectono-térmica durante o ciclo Paleozóico, sofrendo intensa blastomilonitização e influência de descompressão adiabática por levantamento da cadeia aquando da génese da estrutura em leque.

Estudos efectuados com base no reequilíbrio do Ar radiogénico em várias hornblendas sugerem uma retrogradação generalizada atingindo temperaturas superiores a 500°C (*Dallmeyer & Quesada, 1989; in Quesada & Munhá, 1990*).

Sintetizando, o aquecimento inicial e subsequente descompressão que caracteriza o percurso metamórfico PTt registado nestas rochas, com a passagem do eclogito para o granulito até à fácies anfibólica, sugere que terá havido uma colisão no Precâmbrico terminal (*Quesada & Munhá, 1990*) no que se designou por evento metamórfico Precâmbrico de elevada pressão ("high pressure Precambrian metamorphic event" - *Mata & Munhá, 1986*), seguido de levantamento dos níveis crustais mais profundos da cadeia orogénica.

Para o sector espanhol, *Abalos & Eguiluz (1992)* apresentam um modelo que confirma o verdadeiro significado geodinâmico, no contexto da evolução do Maciço Ibérico, defendida inicialmente por *Shackleton (Ribeiro, 1994)* de que a ZCTBC, identificada localmente pelo desenvolvimento de rochas metamórficas de elevada pressão (história eclogítica) derivadas de protólitos máficos e ultramáficos, representa uma sutura intracontinental Cadomiana que terá sido transposta estruturalmente durante a actividade tectono-térmica Varisca subsequente (*Quesada et al., 1990*).

Abalos (1990; in Abalos & Eguiluz, 1992) propõe a existência de um empilhamento de distintas unidades tectono-metamórficas imbricadas (fig.5.8.), a grande escala, admitindo mecanismos de espessamento acompanhados de erosão à superfície como justificação possível para a exumação das rochas de alto grau.

Verifica-se que no alóctone o grau metamórfico cresce para o topo do empilhamento (figs.5.8. e 5.10.). Estas relações podem indicar uma inversão tectónica das fácies metamórficas como poderá ocorrer numa série de escamas tectónicas empilhadas ("thrust duplexes") (*Twiss & Moores, 1992*).

Nas rochas do complexo leptino-anfibólico as associações conservadas são da fácies anfibolítica e na Série Negra as pressões e as temperaturas registam-se com valores inferiores aos casos anteriores.

Abalos & Eguiluz (1992) constataram que o percurso metamórfico PTt registado pela lâmina eclogítica é aquele que engloba maior diversidade nas condições de pressão e temperatura. Assim, as condições de PTt calculadas para o climax eclogítico parecem corresponder ao estadio final dum metamorfismo prógrado ao qual é associado um gradiente geotérmico da ordem dos 15 - 20°C / km para o intervalo de 200 a 700°C (*Raheim & Green, 1975; in Abalos & Eguiluz, 1992*). Estas características permitem supôr que os eclogitos terão experimentado uma subducção na litosfera até profundidades mínimas da ordem dos 50 - 60 km.

Por outro lado, observaram que as associações anfíbola / plagioclase encontradas em eclogitos retrogradados terão sofrido um reequilíbrio em condições de temperatura da ordem de $580 \pm 25^\circ\text{C}$ e pressões da ordem dos 9 - 11 kb, provavelmente pelo efeito dum novo incremento de pressão (durante um período de rápida ascensão, descompressão e arrefecimento da escama eclogítica) induzido por cavalgamento.

O incremento progressivo de pressão até se atingirem os valores registados pelos eclogitos pode ser explicado mediante processos de subcavalgamento num prisma acrecionário numa zona de subducção (*England & Thompson, 1984; Platt, 1986; in Abalos & Eguiluz, 1992*).

Abaixo das pressões da ordem dos 6 - 8 kb e das temperaturas com valores próximos dos 600 - 700°C verificaram que os percursos metamórficos PTt (registados para as lâminas gnaissicas do Alóctone) são muito similares. A uma descompressão mais ou menos

isotérmica, até aos 4 - 5 kb, seguiu-se um arrefecimento progressivo com decréscimo nos valores da pressão.

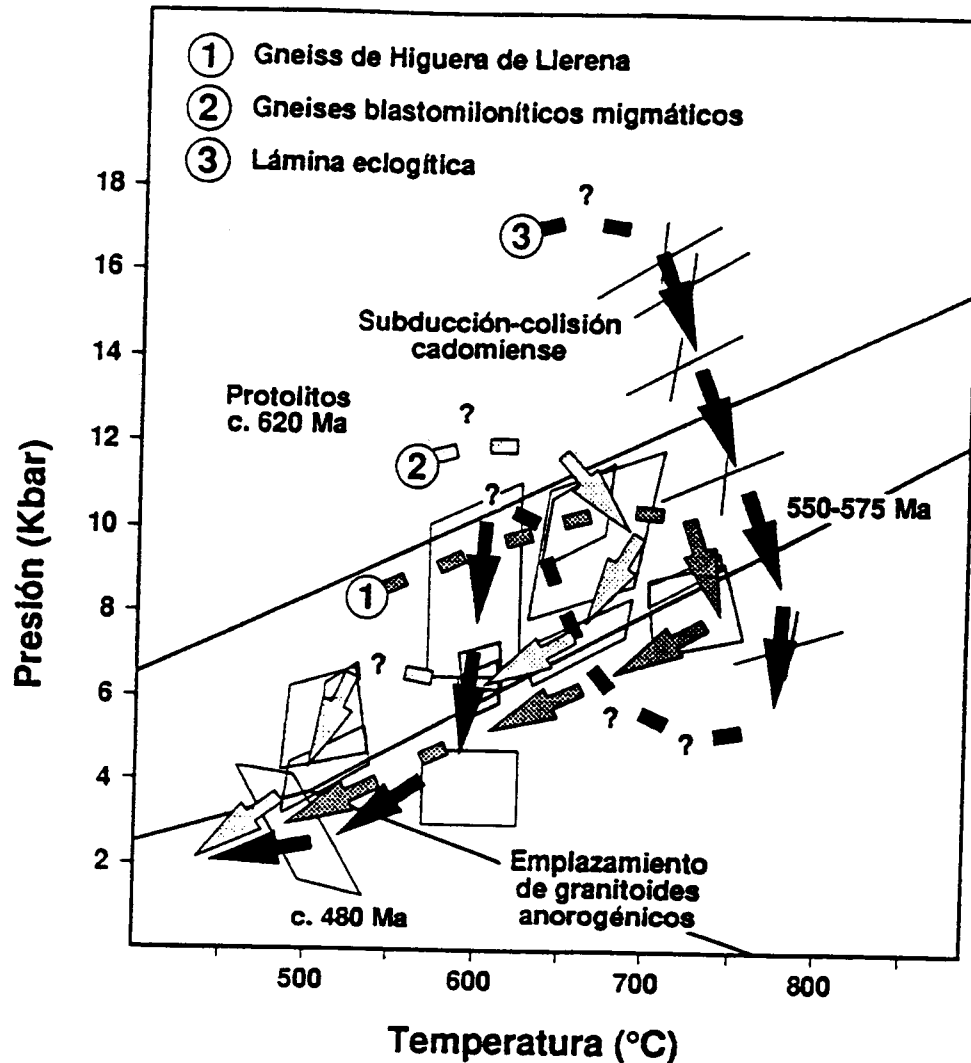


Figura 5.10. - Percursos PTt e dados geocronológicos para as evoluções tectono-metamórficas cadomianas da unidade alóctone (gnaisse de Higuera de Llerena, gnaisses blastomiloníticos-migmatíticos e lâmina eclogítica) (in Abalos & Eguiluz, 1992).

Os percursos metamórficos PTt registados seguem um sentido dextrógiro (sentido dos ponteiros do relógio) no que diz respeito à evolução tectono-metamórfica Pressão/Temperatura atribuída ao Proterozóico Superior (620 - 540 Ma).

Azor *et al.* (1993), afirmam que segundo os dados apresentados nos diagramas PTt para as rochas da unidade central ZCTBC parece ser mais legítimo não lhes atribuir uma

história poli-orogénica, por não encontrarem dados texturais e geocronológicos que o substanciem.

Assim, consideram que o percurso metamórfico PTt obtido permite simplesmente aceitar uma história orogénica Varisca (*Schafer et al., 1991*), a atingir um climax com condições de alta pressão, no Silúrico, evoluindo para condições de pressões intermédias (*Azor et al., 1994*), minimizando o ciclo cadomiano.

5.3.4. Dados geocronológicos

A ZCTBC tem sido objecto nas duas últimas décadas de estudos sistemáticos de geocronologia. Apesar de inúmeros resultados justificarem uma evolução poli-fásica para o metamorfismo, ainda subsiste controvérsia quanto à idade da sutura aqui representada.

Abalos et al. (1993) reúnem um conjunto de datações já publicadas, com o qual pretendem demonstrar a abundância de idades pré-variscas relativas a protólitos e ao metamorfismo na ZCTBC:

- 561.2± 1.1 Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovites em xistos com granada e estauroлите da Série Negra, segundo *Dallmeyer & Quesada (1992)*;
- 550.5± 2.8 Ma e 552.8± 2.9 Ma pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblendas em anfibolitos da Série Negra, segundo *Dallmeyer & Quesada (1992)*;
- gnaisses blastomiloníticos com 505± 50 Ma através do método Sm/Nd em granada/rocha total, segundo *Schafer et al. (1989)*;
- 570+ 34/ -15 Ma e 611+ 17/ -12 Ma para a idade de zircões segundo o método U/Pb em metabasitos da escama eclogítica (*Schafer et al., 1988; Schafer, 1990*);
- 632+ 192/ -74 Ma para a idade de zircões segundo o método U/Pb no ortognaisse de Ribeira del Fresno (*Schafer, 1990*);

A este evento tectono-térmico cadomiano sobrepôs-se intensa milonitização Varisca sob condições metamórficas de grau intermédio a inferior no intervalo 370 - 330 Ma (*Dallmeyer & Quesada, 1989; in Abalos & Eguiluz, 1992*).

Em contrapartida, segundo *Azor et al. (1993,1994)* as datações radiométricas para o metamorfismo na ZCTBC mostram idades paleozóicas relacionadas exclusivamente com o ciclo varisco:

- para o pico metamórfico associado à deformação penetrativa dos ortognaisses de Ribeira del Fresno e de Almandrejo-Aceuchal, *Blatrix & Burg (1981)* utilizando o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotites conferem-lhe a idade de 330-335 Ma;

- no que diz respeito à idade do protólito granitóide de Ribeira del Fresno *Garcia Casquero et al. (1985)* atribuem-lhe pelo método Rb-Sr /rocha total: 423 ± 38 Ma e *Ochsner et al. (1992)* propuseram pela aplicação do método U/Pb: $542 + 80 / - 47$ Ma;

- *Garcia Casquero et al. (1985)* pelo método Rb-Sr /rocha total datou o ortognaisse de Almendralejo com 470 ± 26 Ma idade similar obtida *Ochsner et al. (1992)* através do método U/Pb: $471 + 16 / - 10$ Ma.

- para rochas miloníticas obtiveram -se idades entre 337 ± 4 Ma e 392 ± 9 Ma (método Rb/Sr muscovite/rocha total, *Garcia Casquero et al., 1988; in Azor et al., 1993*), e ainda, idades de 360-370 Ma (anfíbulas) e de 330-340 Ma (muscovites) com o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, segundo *Dallmeyer & Quesada (1989)*;

- datações recentes da eclogitização deram uma idade de 427 ± 45 Ma (em granadas pelo método Sm/Nd, *Schafer et al., 1991*).

Da atribuição de idades aos eventos tectono-metamórficos e magmáticos registados na região tem resultado grande controvérsia já que, por vezes, os dados radiométricos não se encaixam satisfatoriamente com os dados de campo. É de referir, ainda, que o aperfeiçoamento dos métodos aplicados a datações absolutas têm sido uma constante verificando-se um acréscimo na disparidade de valores obtidos, nalguns casos para a mesma unidade ($632 + 192 / - 74$ Ma para a idade de zircões segundo o método U/Pb no ortognaisse de Ribeira del Fresno, *Schafer, 1990* enquanto, *Garcia Casquero et al. (1985)* atribuem ao protólito do mesmo ortognaisse, pelo método Rb-Sr /rocha total:

423± 38 Ma e *Ochsner et al. (1992)* propuseram por aplicação do método U/Pb: 542+80/- 47 Ma).

5.4. Considerações finais

A Faixa Blastomilonítica representa uma importante macroestrutura do Maciço Ibérico com influência decisiva na evolução geodinâmica proterozóica e paleozóica dos terrenos abrangidos, no tempo e no espaço, pelas orogenias Cadomiana e Varisca.

O facto de a FBM ser constituída por extensa mancha de terrenos precâmbrios confere-lhe o estatuto de área chave na procura da caracterização da orogenia Cadomiana. Por outro lado, por ser uma zona de fraqueza crustal primitiva (sutura críptica Cadomiana) (fig.5.1.) previligiou a acomodação dos mecanismos de deformação posteriores, variscos, favorecendo assim o seu estudo.

A reconstituição da evolução geodinâmica da FBM surge como objectivo fundamental quando se pretende aperfeiçoar os modelos globais de tectónica de placas nos quais se viram envolvidos os terrenos incluídos na Europa Ocidental e, em particular, na Península Ibérica.

Esta macroestrutura apresenta a vantagem de expôr à superfície níveis crustais e estruturais profundos, na sequência de movimentos de levantamento e posterior arrasamento de relevos cadomianos e variscos, onde a deformação dúctil e o metamorfismo progrado constituem objecto preferencial de estudo no âmbito da geologia dinâmica interna.

O esforço científico dedicado a esta zona tem contribuído progressivamente para a afirmação da teoria dinâmica de evolução de ciclos dispersão/acrecção continental onde se individualizam etapas pré, sin e pós-orogénicas. O registo tectono-estratigráfico e metamórfico destes terrenos ossa-morênicos permite individualizar uma sequência de estádios evolutivos associados a um ciclo Proterozóico e posterior evolução Varisca.

No sector português da ZCTBC, para além da caracterização da deformação Varisca dúvidas subsistem quanto à definição de um modelo geométrico relativo à estruturação Cadomiana registada na região, pelo que é necessário investir em estudos petrológicos,



geoquímicos e estruturais em zonas menos deformadas, de que são exemplo os terrenos precâmbrios da megaestrutura de Assumar.

Bibliografia

- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990).** The structure of the Ossa Morena Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp.280-291
- Abalos, B. & Eguiluz, L. (1992).** Evolución geodinámica de la zona de cisalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozóico Superior-Cámbrico Inferior. Paleozoico inferior de Ibero-America. Gutierrez-Marco, Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp.577-591.
- Abalos, B.; Gil Ibarguchi, J.I.; Eguiluz, L. (1993).** A reply to "Cadomian subduction/collision and variscan transpression in the Badajoz-Cordoba Shear Belt, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events", by A. Azor, F. Gonzalez Lodeiro & J.F. Simancas. Tectonophysics, 217, pp.347-353.
- Apalategui, O.; Eguiluz, L. & Quesada, C. (1990).** Ossa Morena Zone: Structure. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer & Martinez-Garcia (Eds.) Springer-Verlag, pp. 399-409.
- Araújo, A.; Lopes, L.; Pereira, M.F.; Gonçalves, F.; Silva, J.B. & Ribeiro, A. (1994).** Novos elementos sobre o Carreamento da Juromenha (Elvas). Anais da Universidade de Évora (4), pp. 105-110.
- Azor, A.; Gonzalez Lodeiro, F. & Simancas, J.F. (1993).** Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Cordoba Shear Zone, southwest Spain: a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. Tectonophysics, 217, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, pp.343-346.
- Azor, A.; Gonzalez Lodeiro, F. & Simancas, J.F. (1993a).** The boundary between the Central Iberian and Ossa Morena Zones : a Variscan suture. Resumos não incluídos in: Terra Abstracts, Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vol II, Universidade de Évora , p.100.
- Basei, M.A.S. & Brito Neves, B.B. (1992).** Características geológicas da transição Proterozóico-Fanerozóico no Brasil. Paleozoico inferior de Ibero-America. Gutierrez-Marco, Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp. 331-342.
- Carrilho Lopes, J.M.; Portugal Ferreira, M. & Munhá, J. (1993).** Geochronological relationships between the Alter do Chão-Cabeço de Vide basic/ultrabasic Massif and associated peralkaline rocks in NE Alentejo (Central Portugal). Terra Abstracts, Abstract supplement Nº.6 to Terra Nova, Vol 5, p.10
- Carvalhosa, A. (1965).** Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). Mem.Serv.Geol.Portugal, 10, Lisboa, 132 p.
- Coelho, A.V.P.; Gonçalves, F. & Torquato, J.R. (1974).** Rochas hipersténicas do Alto Alentejo. Bol. Geol. Min., Tomo 85, 5ºAno, pp.601-603

- Coelho, A.V.P. & Gonçalves, F. (1972).** Nota prévia sobre o provável Precâmbrico mais antigo do Alto Alentejo. Série de afinidade charnoquítica de Campo Maior. Bol.Soc. Geol. Port., Lisboa, vol. 21, pp.13-17.
- Dallmeyer, R.D. & Quesada, C. (1992).** Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. Tectonophysics, 216, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, pp.339-364.
- Dias, R.; Romão, J. & Ribeiro, A. (1993).** Strain analysis in the Rosmaninhal formation SW of Castelo Branco (Centro-Iberian Zone). Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade de Évora, pp.113-124
- Diez Balda, M.A.; Vegas, R. & Gonzalez Lodeiro (1990).** Centro-Iberian Zone. 2 Autochthonous Sequences. 2.2 Structure. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp. 172-188
- Diez Balda, M.A., & Vegas, R. (1992).** La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centroibérica. Paleozoico Inferior de Ibero-América, Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano (Eds.), pp.523-534
- Eguiluz, L. & Abalos, B. (1992).** Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, SW Spain). Precambrian Research, 56, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, pp.113-137.
- Eguiluz, L.; Martinez-Torres, L.M.; Apraiz, A. & Abalos, B. (1993).** Guia das Excursões, Excursão em Espanha, Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vol II, pp.165-232, Universidade de Évora.
- Fonseca, P. & Ribeiro, A. (1993).** Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. Geol. Rundsch, 82: pp.440-447, Springer-Verlag
- Gonçalves, F. & Assunção, C.T. (1970).** Carta Geológica de Portugal (1:50 000). Notícia explicativa da folha 37-A, Elvas, Serv.Geol.Portugal, 50 p., Lisboa.
- Gonçalves, F. (1971).** Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano. Memória Nº18 (Nova Série). Serviços Geológicos de Portugal, 62 p., Lisboa.
- Gonçalves, F.; Assunção, C.T. & Coelho, A.V.P. (1972).** Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 33-C (Campo Maior). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 41 p.
- Gonçalves, F.; Fernandes, A. & Peinador, A. (1973).** Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 32-B (Portalegre). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 45 p.
- Gonçalves, F., Zbyszewski, G. & Coelho, A.V.P. (1975).** Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 32-D (Sousel). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 49 p.

Gonçalves, F.; Perdigão, J.C.; Coelho, A.V.P. & Munhá, J.M., (1977). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 33-A (Assumar). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 37 p.

Gonçalves, F. (1978). Estado actual do conhecimento geológico do nordeste alentejano. Separata do IV Curso de Extensão Universitária de Ciências Geológicas, Faculdade de Ciências de Lisboa, 1975/1976, 23 p., Lisboa.

Gonçalves, F. (1980). Observaciones en el sector portugues del anticlinorio Alter do Chão-Oliveira-Monesterio, el anticlinorio de Crato-Arronches-Campo Maior-Llera-Azuaga-Cordoba y el anticlinorio de Estremoz. Reunion de la Geologia del Oeste Peninsular. Guia de las excursiones, 2 y 3 Octubre, pp.129-134.

Gonçalves, F. & Palácios, T. (1984). Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico português da Zona de Ossa-Morena. Memórias da Academia das Ciências. Lisboa, Tomo 25, pp.225-235.

Gonçalves, F. & Oliveira, V. (1986). Alguns aspectos do Precâmbrico da Zona de Ossa-Morena em Portugal. O Proterozóico Superior de Estremoz. Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, Classe de Ciências, tomo XXVII, Lisboa, pp.111-117.

Gonçalves, F. (1986). Aspectos geológicos da Serra de S.Mamede. Clube de Biologia e Geologia Serra de S.Mamede, INGRAPOL, Ind.Gráfica Portalegre,Lda, p.19, Portalegre

Gonçalves, F.; Lopes, L.; Pereira, M.F.; Piçarra, J.M.; Oliveira, J.T.; Silva, J.B. & Ribeiro, A.. (1994). Guia das Excursões, Excursão em Portugal, Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vol II, pp.111-164, Universidade de Évora.

Gonçalves, F. & Carvalhosa, A. (1994/1995). O Proterozóico da Zona de Ossa-Morena no Alentejo. Síntese e actualização de Conhecimentos. Mem. Acad. Ciênc. Lisboa. Cl, Ciênc., pp.

Gutierrez-Marco, J.C.; San Jose, M.A. & Pieren, A.P. (1990). Centro-Iberian Zone. 2 Autochthonous Sequences. 2.1.3. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp. 160-171.

Mata, J.M. (1986). Estudo geoquímico de metavulcanitos câmbrios e lamprófiros tardi-hercínios do nordeste alentejano: evidências para a abertura e fecho do prototethys. Tema de dissertação apresentado no âmbito das provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, DGFCUL, pp. 206

Mata, J.M. & Munhá, J. (1986). Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior Tomar-Badajoz-Cordoba Shear Zone). Maleo.Boletim Informativo Da Sociedade Geológica de Portugal, Vol.2, nº13,p.28.

Oliveira, V.; Mata, J.M. & Munhá, J. (1985). Litoestratigrafia, metamorfismo e mineralizações no sector de Degolados-Campo Maior (Alto Alentejo - Portugal).

G.O.M. 85, VII Reunion del "Grupo de Ossa-Morena", Villafranca de los Barros (Badajoz), Resúmenes, pp.14-15.

Oliveira, J.T.; Oliveira, V. & Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 16, pp. 221-250.

Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Piçarra, J.M.; Young, T. & Romano, M. (1992). O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. Paleozoico Inferior de Ibero-América, Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano (Eds.), pp.359-375.

Pereira, M. (1970). Notas sobre a petrologia dos arenitos do Câmbrio inferior do Alto Alentejo (Ouguela). Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Tomo LIV, pp.17-26, Lisboa.

Pereira, M.F. & Silva, J.B. (1995). Caracterização da deformação transpressiva varisca na Megaestrutura de Crato-Arronches-Campo Maior (Faixa Blastomilonítica, NE Alentejano), Livro de resumos da 1ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica", Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 9 - 11 Março 1995.

Pereira, M.F. & Silva, J.B. (em impressão). Characterization of the ductil variscan deformation within the Ossa Morena Zone (OMZ) / Central Iberian Autochthonous (CIA) transition zone (northeast Alentejo, Portugal). XII reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Salamanca

Quesada, C. & Munhá, J.(1990). Ossa Morena Zone: Metamorphism. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez-Garcia eds., Springer-Verlag, pp.314-320.

Quesada, C. (1991). Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to 'Cadomian' orogenic events. D'Lemos, R.S., Strachan, R.A. & Topley, C.G. (eds). The Cadomian Orogeny. Geological Society Special Publication, No. 51, pp.353-362.

Quesada, C. (1992). Evolución tectónica del Macizo Ibérico. Paleozoico inferior de Ibero-América. Gutierrez-Marco Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp. 173-190.

Ribeiro, A.; Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez - Garcia eds., Springer - Verlag, pp. 394-410.

Ribeiro, A. (1993). Variscan and Cadomian sutures in the Ibero-Armorican Arc. Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vol II, pp.35-39, Universidade de Évora.

Ribeiro, A.; Dias, R.; Araujo, A.; Pereira, M.F. & Silva, J.B. (1994). Heterogeneous sinistral transpression in the Iberian microplate as a result of the Variscan collision with Gondwana. "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana". Abstracts, 2nd International Meeting, Rabat, Marocco, p.87.

Ribeiro, M.L., Mata, J.M. & Munhá, J. (1992). Magmatismo do Paleozoico Inferior em Portugal. Paleozoico inferior de Ibero-America. Gutierrez-Marco Saavedra & Rabano (Eds.). Univ. Extremadura, Mérida, pp.377-395.

Ribeiro, M.L. & Mata, J.M.(1994). The lower Palaeozoic magmatic evolution of the Iberian terrane as seen along the Porto-Badajoz-Cordoba accident. Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana". Abstracts, 2nd International Meeting, Rabat, Marocco, pp.100-101.

Romão, J. & Ribeiro, A. (1992). Thrust tectonics of sardic age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). Comun.Serv.Geol.Portugal, t. 78, fasc. 2, pp.87-95.

Romão, J. (em impressão). Litoestratigrafia e tectónica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico (CXG)), entre o Rio Ponsul e o Rio Erges, Beira Baixa (Portugal). Boletín Geológico y Minero, Madrid.

San Jose, M.A.; Rabano,I.; Herranz, P. & Gutierrez Marco, J.C. (1992).El Paleozoico del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional)., Paleozoico Inferior de Ibero-América, Gutiérrez-Marco, Saavedra & Rábano (Eds.), pp. 505-521

Sanchez Carretero,R.; Eguiluz, L.; Pascoal,R. & Carracedo, M. (1990). Magmatism in the Ossa Morena Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R.D.Dallmeyer & Martinez - Garcia eds., Springer - Verlag, pp. 292-313.

Sanderson, D.J.; Roberts, S.; McGowan, J.A. & Gumiel, P. (1991). Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. Journal Geological Society, London, Vol.148, pp. 893-898.

Sequeira, A. (1993). Provável discordância intra-grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Velha. Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Universidade de Évora, pp. 41-51

Silva, J.B.; Pereira, M.F. & Ribeiro,A. (1993). The northern domains of the Ossa Morena Zone: structure and geodynamic evolution. XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular. Terra Abstracts, Abstract supplement Nº.6 to Terra Nova, Vol 5,p.9

Silva, J.B.; Ribeiro, A.; Oliveira, J.T.; Piçarra, J.M. & Araújo, A. (em impressão).Thin skinned model for the Ossa Morena Zone. In: Boletín Geologico y Minero de España.

Soldevila Bartoli, J. (1992). La sucesion paleozoica en el sinforme de la Codosera-Puebla de Obando (Provincias de Caceres y Badajoz, SO de España). Estudios Geologicos, Vol. 48 (5-6), 1992, pp.353-362, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid.

Teixeira, C. (1981). Geologia de Portugal.Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico. Fund. Calouste Gulbenkian, 629 p.

Windley, B.F. (1986). The Evolving Continents. Chapter 9. 2nd Edition. John Wiley & Sons.pp. 133-146

Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S. & Guilford, C. (1990). Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman Scientific & Technical. 120 p.



Adenda

Azor, A.; Gonzalez Lodeiro, F. & Simancas, J. (1994).

Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa Morena Zones (Variscan Belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13/1, pp. 45-61.

Burg, J.P.; Iglesias, M.; Laurent, Ph.; Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1981).

Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: pp. 15-42.

Dias, R.; Ribeiro, A.; Araújo, A. ; Pereira, M.F. & Silva, J.B. (1994).

Heterogeneous sinistral transpression in the Iberian microplate as result of the Variscan collision with Gondwana. Abstracts, 2nd International Meeting on Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, p. 88, Univ.Rabat, Marrocos.

Dias, R. & Ribeiro, A. (em impressão).

The Ibero- Armorican Arc: a collision effect against an irregular margin?, *Tectonophysics*

Eguiluz, L. (1988).

Petrogenesis de rocas igneas y metamorficas en el Anticlinorio de Burgillos-Monesterio, Macizo Iberico meridional. Thesis Doutural. Univ. Pais Vasco. 694 p.

Julivert, M. (1987).

The Anatomy of Mountains Belts. Chapter 6. The Structure and Evolution of the Hercinian Fold Belt in the Iberian Peninsula. J.P.Schaer & J.Rodgers (Eds.), Princeton University Press, pp. 65-103.

Quesada, C.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Oliveira, J.T. & Ribeiro, A. (1994).

The Beja-acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological significance characterizaqtion and geodynamic significance. *Boletin Geologico y Minero*, Vol. 105-1. pp. 3-49.

Robardet, M. & Gotienez Marco J.C. (1990).

Sedimentary and Faunal Domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic Times. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer R. D. & Martinez Garcia, E. (EDS), Springer-Verlag, pp.383-395.

Schäfer, H.J.; Gebauer, D. & Nægler, Th.F. (1991).

Evidence for Silurian eclogites and granulit facies metamorphism in the Badajoz-Cordoba shear belt, SW Spain. *Terra Abstracts. Suppl.6 to Terra Nova*, 3, p.11.